
INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE AGRONOMIQUE DE TOULOUSE

Spécialité : Qualité de l'Environnement et Gestion des Ressources

Analyse des conditions d'apparition du ruissellement sur les sols volcaniques de Guadeloupe et modélisation

Sylvie HUYNH

Année 2009-2010

Encadrement :

Philippe Cattan, CIRAD Guadeloupe

François Colin, UMR LISAH, Montpellier

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier Philippe Cattan pour m'avoir donné l'opportunité d'effectuer ce stage et pour son encadrement. Je tiens à remercier également François Colin qui m'a encadré au LISAH sur l'aspect modélisation.

Je voudrais également remercier tous ceux qui ont aidé à l'aboutissement de ce mémoire, particulièrement Alexandre Jouve et Germain Onapin qui ont été très présents sur le terrain sous la chaleur et les averses antillaises. ; Colbert ; Rémi; sans qui je n'aurais pas pu poser ces cases de ruissellement et récolter les données. Et sans oublier tout le personnel du bâtiment Agronomie.

Je tiens à remercier tout particulièrement toute la joyeuse bande du CIRAD sans qui le séjour n'aurait jamais été le même.

Enfin, je tiens à remercier tout le personnel que j'ai côtoyé durant mes deux dernières semaines de stage au LISAH Montpellier, en particulier Armand et ses bons conseils.

Table des matières

REMERCIEMENTS.....	2
LISTE DES FIGURES	5
LISTE DES TABLEAUX.....	7
I. INTRODUCTION.....	8
II. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE.....	10
A. LE RUISSELLEMENT : DEFINITION ET DESCRIPTION	10
B. LE RUISSELLEMENT MIS EN EQUATION PAR DES FONCTIONS DE PRODUCTION	11
1. <i>Le modèle de Morel-Seytoux</i>	13
2. <i>Le modèle de Philip</i>	13
3. <i>Le modèle du Curve Number par le SCS</i>	15
C. LE RUISSELLEMENT EN ZONE VOLCANIQUE.....	15
III. MATERIEL ET METHODE.....	17
A. CASE DE RUISSELLEMENT	17
1. <i>Description du dispositif</i>	17
2. <i>La zone d'étude et le choix de la localisation des cases de ruissellement</i>	18
3. <i>Densité apparente</i>	19
4. <i>Microtopographie</i>	19
B. ETALONNAGE.....	20
1. <i>Etalonnage des sondes TDR</i>	20
2. <i>Mesure de la lame ruisselée</i>	20
C. MESURE DU Ks AU DOUBLE ANNEAU.....	21
D. TRAITEMENT DES DONNEES	21
1. <i>Détermination des événements pluvieux et ruisselants</i>	21
2. <i>Détermination du Ks</i>	22
E. LE MODELE MHYDAS	24
1. <i>Structure du modèle</i>	24
2. <i>La fonction de production : séparation de la pluie entre infiltration et ruissellement à la surface du sol</i>	25
IV. RESULTATS	27
A. CARACTERISATION DES SITES ET DU DISPOSITIF	27
1. <i>Présentation des sites</i>	27
2. <i>Courbes d'humidité</i>	28
3. <i>Pluviométrie</i>	30
B. ANALYSE EXPERIMENTALE DES DONNEES DE RUISSELLEMENT	31
1. <i>Exemple d'un événement ruisselant</i>	31
2. <i>Typologie de l'évolution de l'humidité</i>	32
3. <i>La relation Ruissellement – Pluie</i>	34
4. <i>Facteurs déterminant des coefficients de ruissellement</i>	35
5. <i>Analyse des données d'infiltration</i>	38
6. <i>Conclusion et discussion</i>	40
C. MODELISATION DES PHENOMENES DE RUISSELLEMENT	40
1. <i>Modèle du SCS</i>	40
2. <i>Mhydas</i>	42
3. <i>Conclusion et discussion</i>	47
V. CONCLUSION GENERALE ET DISCUSSION	48

VI. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	49
VII. ANNEXES	51

Liste des figures

Figure 1: Processus hydrologiques de surface.....	11
Figure 2: Fonction de production et fonction de transfert.....	12
Figure 3: Dispositif expérimental d'une case de ruissellement.....	17
Figure 4: Carte du bassin versant du Pérou et de la zone d'étude	19
Figure 5: Dispositif du double anneau.....	21
Figure 6: Infiltration cumulée au cours du temps	22
Figure 7: Evolution de l'humidité au cours de l'événement ruisselant.....	23
Figure 8: Intensité pluviométrique et infiltration pendant l'événement ruisselant	24
Figure 9: Ruissellement cumulé au cours de l'événement ruisselant.....	24
Figure 10: Fonctionnement de la fonction de production dans le modèle	22
Figure 11: Schéma simplifié de la microtopographie de la parcelle 27	28
Figure 12: Courbes d'étalonnage des parcelles	28
Figure 13: Courbes d'humidité au cours du temps de la placette 27	29
Figure 14: Boîtes à moustache sur la variable "intensité pluviométrique moyenne des événements retenus pour chaque parcelles"	30
Figure 15: Hyétoگرامme de 4 stations des bassins versant de Féfé et Morne d'Or	30
Figure 16: Evolution de l'humidité de l'événement 4 (Parcelle 27)	31
Figure 17: Hyétoگرامme et hydrogramme de l'événement 4 (Parcelle 27)	31
Figure 18: Evolution de l'humidité des parcelles P4 et P13.....	33
Figure 19: Evolution de l'humidité des parcelles P27 et PDac	33
Figure 20: Evolution de l'humidité des parcelles PMor et PBal	34
Figure 21: Evolution de l'humidité de la parcelle PLon	34
Figure 22: Relation entre la lame ruisselée et la lame précipitée.....	35
Figures 23: Relation entre CR et l'état d'humidité de P4 et PDac.....	35
Figures 24: Relation entre CR et l'intensité pluviométrique maximale 5' de P4 et PDac.....	36
Figure 25: Synthèse de la régression multiple.....	37
Figure 26: Régression multiple des variables Etat d'humidité, Imax, Da sur andosols	37
Figure 27: Régression multiple des variables Etat d'humidité, Imax, Da sur nitisols.....	38

Figure 28: K mesuré en fonction de θ_i	38
Figure 29: Relation Kestimé et Ks double anneau.....	39
Figure 30: Boite à moustaches sur la variable CN	41
Figure 31: Evolution de l'humidité de l'événement 4 (Parcelle 27)	44
Figure 32: Événement ruisselé simulé par Mhydas et volume ruisselé observé	44
Figure 33: Débits observé et calculé de l'événement 4 (Parcelle 27)	44
Figure 34: Relation entre le Ks Mhydas et le K mesuré.....	45
Figure 35: Calage du débit en début de crue.....	46
Figure 36: Calage du débit en fin de crue.....	47

Liste des tableaux

Tableau 1: Propriétés physiques et hydrauliques des parcelles.....	27
Tableau 2: Critères descriptifs des variations d'humidité.....	32
Tableau 3: Régression linéaire entre les variables CR et "Etat d'humidité"	36
Tableau 4: Régression linéaire entre les variables CR et Intensité pluviométrique maximale 5'	37
Tableau 5: Comparaison Ks au double anneau et estimateurs de Ks.....	39
Tableau 6: Analyse de sensibilité des paramètres du modèle	43
Tableau 7: Comparaison Ks au double anneau, K estimé et Ks calculé.....	46

I. INTRODUCTION

La Guadeloupe est une île de l'arc antillais, située entre la mer des Caraïbes et l'océan Atlantique. Les principales ressources en eau douce superficielle de l'île se situent dans le sud-est de la Basse-Terre qui compte 55 rivières pérennes ; sans oublier une importante ressource en eau souterraine sur Grande Terre. Cette zone est principalement occupée par la production bananière qui constitue la production la plus exportée et joue de ce fait un rôle primordial tant du point de vue économique que social. Dans les années 80 et 90, la lutte contre un ravageur du bananier, le charançon, a entraîné l'utilisation massive de pesticides, dont principalement le chlordécone, ce qui a engendré une pollution des sols et des nappes phréatiques. Dans les années 2000, le transfert de cette contamination vers les organismes vivants a été mis en évidence, ce qui a conduit les autorités compétentes à prendre des mesures de précaution pour préserver la santé humaine et l'environnement ; comme la mise en place de périmètre de protection autour des captages où il est interdit d'utiliser des produits phytosanitaires, de mesures agro-environnementales, de campagnes de sensibilisation et de formation pour les acteurs locaux, ... En juin 2010, une étude parue dans le *Journal of Clinical Oncology* montre que la pollution au chlordécone affecte la santé humaine : l'exposition au chlordécone est associée significativement à une augmentation du risque de survenue du cancer de la prostate.

Ce sont les flux hydriques qui sont les principaux vecteurs de la dispersion des molécules de pesticides au sein des espaces agricoles. Ils contribuent à la pollution des ressources en eau, nappe et rivière. Le ruissellement est un des processus hydriques qu'on ne peut négliger dans la contamination des rivières. Il est ainsi nécessaire de comprendre son fonctionnement et son comportement pour pouvoir identifier les pratiques et les aménagements qui permettront de limiter la pollution. Dans ce cadre, la détermination des conditions d'apparition du ruissellement en parcelle est essentielle pour expliquer le niveau de pollution des rivières. On sait que les conditions dépendent, outre des caractéristiques de la pluie, des caractéristiques structurales du sol et de son état d'humectation, l'ensemble en interaction avec le couvert végétal.

Ce mémoire s'inscrit dans le cadre du projet Chlordexco, mis en place fin 2008. Ce projet répond aux besoins de recherches en amont du plan d'action gouvernemental « chlordécone » suite à la pollution des sols, des eaux et des aliments par cette molécule aux Antilles. Ce projet vise à mettre en place des outils d'aide à la décision pour orienter le choix d'une culture selon le type de sol et son niveau de contamination, d'anticiper les risques de pollution. Un des axes de ce projet a pour objectifs d'analyser les voies de transport spécifiques de la chlordécone et ses interactions spécifiques avec la matrice des milieux poreux traversés en fonction de la variabilité pédo-climatique au sein des bassins versants antillais ; et de développer une modélisation des transferts spatialement distribuée intégrant les processus de mobilisation des molécules pesticides par les eaux.

L'objectif de ce mémoire est de déterminer les variables clés qui décrivent et contrôlent le ruissellement sur la zone d'étude et d'expliquer sa variabilité puis, de proposer un modèle de ruissellement adapté aux situations de pluviométrie, de types de sol et de conditions initiales rencontrées.

La première partie de ce mémoire est consacrée à la définition et description du ruissellement puis à sa mise en équation. Les travaux déjà existants sur ce processus en zone volcanique sont ensuite présentés.

La seconde partie est consacrée à la présentation des matériels et méthodes utilisés pour les prises de mesure des paramètres qui expliqueront ou non le ruissellement. Ils sont présentés en commençant par la description du matériel utilisé et le choix des sites. Les méthodes d'étalonnage du matériel et de traitement des données sont ensuite décrites.

Dans la troisième partie, les résultats sont présentés et discutés en revenant sur les objectifs.

II. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

A. Le ruissellement : définition et description

Le ruissellement de surface constitue la part de la pluie qui ne s'infiltre pas dans le sol. Il a lieu lorsque l'intensité de la pluie dépasse le régime d'infiltration. Après avoir rempli par rétention en surface (détention) les dépressions superficielles liées à la microtopographie (flaques, mares), l'eau en excès est évacuée par ruissellement de surface (Horton, 1933). L'eau disponible pour le ruissellement s'écoule en surface vers l'aval, sous l'effet des gradients horizontaux de potentiel gravitaire. Sa vitesse tend à augmenter avec la pente du versant, mais est freinée par la rugosité de surface (Moore et Foster, 1990). Le ruissellement commence par être diffus, lorsque les filets d'eau contournent les parties hautes (touffes, mottes, cailloux) de la microtopographie et s'évacuent par ses parties basses. Il devient généralisé (en nappe), lorsque l'épaisseur de la lame d'eau ruisselante est suffisante pour recouvrir ces micro hétérogénéités de surface, ce qui est d'autant plus facile que la surface est plus lisse. Il tend généralement à devenir plus concentré vers l'aval : l'écoulement se fait alors dans un chevelu convergent de rigoles puis de thalwegs appartenant au réseau hydrographique temporaire. Il peut cependant de nouveau diverger ou s'anastomoser là où la pente diminue, comme dans les cônes à la base des versants. Une importante redistribution spatiale de l'eau disponible en surface résulte donc de cette hiérarchisation progressive du ruissellement le long d'un versant. Tout ou partie du ruissellement peut bien sûr s'infiltrer plus en aval sur le versant si les conditions d'infiltrabilité ou de transmissivité le permettent ; le reste rejoint directement le réseau hydrographique pérenne.

On distingue le ruissellement hortonien ou ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration qui représente la saturation de la surface « par le haut » lorsque l'intensité des précipitations dépasse cette capacité d'infiltration du sol, l'excès étant évacué en ruissellement de surface. On distingue le ruissellement sur surfaces saturées ou par saturation du sol défini par Cappus (1960) représente la saturation de la surface « par le bas » lorsque l'ensemble du profil est déjà saturé. Deux écoulements participent à ce processus : le ruissellement de la pluie sur les surfaces saturées et l'exfiltration de la nappe plus en aval (Dunne et black, 1970) (Figure 1).

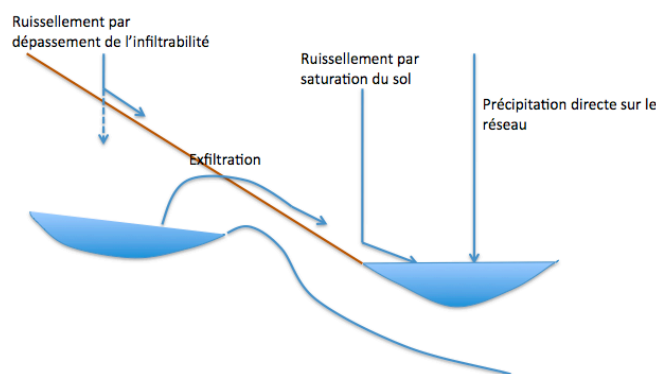


Figure 1: Processus hydrologiques de surface

Pour représenter le ruissellement, un effort de développement de modèles mathématiques d'infiltration a été réalisé depuis le début du 20^{ème} siècle. De nombreux travaux leur ont été consacrés [Green&Ampt, 1911; Horton, 1939; Philip, 1957; Morel-Seytoux, 1984; Diskin&Nazimov, 1995] et leurs analyses ont permis d'évaluer les succès obtenus mais aussi les progrès à faire pour incorporer ces connaissances et concepts nouveaux dans les modèles hydrologiques.

B. Le ruissellement mis en équation par des fonctions de production

La transformation de la pluie en hydrogramme de crue se traduit par l'application successive de deux fonctions, nommées respectivement **fonction de production** ou fonction d'infiltration et **fonction de transfert** (Figure 2). La fonction de production permet de déterminer le hyétogramme de pluie nette à partir de la pluie brute, c'est-à-dire le partage de la pluie entre infiltration et ruissellement à la surface du sol. La fonction de transfert permet quant à elle de déterminer l'hydrogramme de crue résultant de la pluie nette.

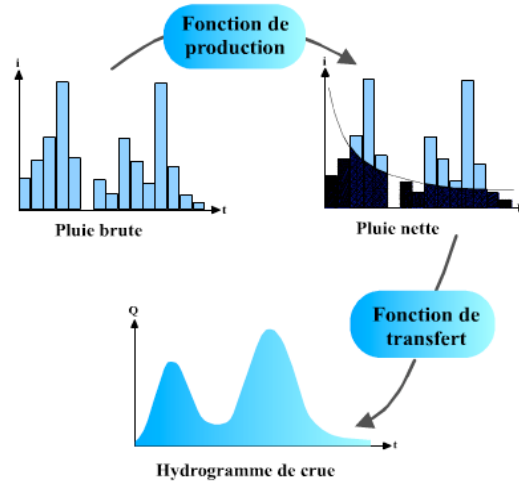


Figure 2: Fonction de production et fonction de transfert

Le modèle que nous utilisons par la suite est le modèle hydrologique Mhydas, sa présentation sera faite dans la partie Matériels et méthodes. Ce modèle propose huit modèles d'infiltration à une dimension. Les modèles que nous utilisons dans le cadre de notre étude sont ceux de Morel-Seytoux et de Philip, dont les équations sont présentées dans les paragraphes suivants. Dans cette étude, nous ne travaillons pas avec la fonction de transfert car le temps de transfert du ruissellement peut être considéré comme négligeable au vu de l'échelle de travail qui est de 1m².

Dans les modèles qui vont être présentés par la suite, le processus d'infiltration est considéré monodimensionnel où $F(t)$ [L] constitue l'infiltration cumulée (exprimée par unité surfacique) et $f(t)$ [LT⁻¹] est la capacité d'infiltration définies par

$$f(t) = \frac{dF(t)}{dt} \quad \text{et} \quad F(t) = \int_0^t f(\tau) d\tau \quad (1) \text{ et } (2)$$

où t [T] représente le temps. Si l'eau flaque sur la surface du sol, l'infiltration s'effectue à la capacité potentielle d'infiltration. Le taux de ruissellement (ou l'excès de pluie) $re(t)$ [LT⁻¹] et le taux d'infiltration $I(t)$, au temps t , dépendent de la valeur de $f(t)$, et de la valeur de l'intensité pluviométrique $R(t)$ [LT⁻¹] au temps considéré.

$$\text{Si } R(t) < f(t) \Rightarrow I(t) = R(t) \text{ et } re(t) = 0 \quad (3)$$

$$\text{Si } R(t) > f(t) \Rightarrow I(t) = f(t) \text{ et } re(t) = R(t) - f(t) \quad (4)$$

Beaucoup de facteurs influencent la capacité d'infiltration, comme les caractéristiques de surface du sol, la proportion de sol recouverte par la végétation, la teneur volumique en eau du sol [L³.L⁻³], les propriétés hydrodynamiques du sol, c'est-à-dire, la conductivité hydraulique à saturation K_s [LT⁻¹], la relation $K(\theta)$ [LT⁻¹], la courbe de rétention en eau du sol $\Psi(\theta)$ [L], et la teneur volumique en eau initiale avant l'événement pluvieux θ_i [L³.L⁻³].

1. Le modèle de Morel-Seytoux

Ce modèle est une adaptation de celui de Green et Ampt (1911). En effet, Morel-Seytoux et Khanji (1974) utilisent comme point de départ l'équation de Darcy (1856) et l'équation de continuité pour affirmer la nature physique de l'approximation Green et Ampt (1911) supposant un front d'infiltration rectangulaire. Ils imposent à cet effet des conditions aux limites qu'ils considèrent comme moins restrictives que celle de Richards (1931). Cependant, ils soulignent le fait que l'approximation de Green et Ampt (1911) néglige d'une part l'influence de la capillarité sur la forme du profil de la teneur en eau du sol, et d'autre part, suppose qu'il n'y a pas de flux simultané d'eau et d'air dans le profil (Morel-Seytoux et Khanji, 1974). A cet effet ils introduisent un coefficient de correction visqueuse β dont la valeur varie entre 1 et 1.7 et est généralement fixé à 1.3.

Le modèle proposé a été modifié ultérieurement (Morel-Seytoux, 1978) pour tenir compte d'une pluviométrie variable dans le temps : les phénomènes de ruissellement ne pourront être observés avant que le stockage superficiel du sol ne soit satisfait et que l'on observe l'apparition de flaques (Morel-Seytoux, 1984). Par conséquent, ce modèle situe le début de l'infiltration maximale en fonction du temps de flaquage t_p (ponding time) : si $t < t_p$ il y aura infiltration, si $t > t_p$ il y aura ruissellement.

Pour $t < t_p$, l'infiltration cumulée $F(t)$ au temps t est calculée par la formule :

$$F(t) - F_p - \left[S_f + F_p \left(1 - \frac{1}{\beta} \right) \right] \ln \left[\frac{S_f + F(t)}{S_f + F_p} \right] = \frac{K_s (t - t_p)}{\beta} \quad (5)$$

Où F_p [L] est l'infiltration cumulée quand le flaquage commence, et S_f [L] est le facteur de stockage et de succion qui peut être exprimé comme une fonction des propriétés hydrauliques (Morel-Seytoux, 1978) avec

$$S_f = (\theta_s - \theta_i) H_c \left[1 - \frac{1}{3} \left(\frac{\theta_i - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^6 \right] \quad (6)$$

K_s [$L.T^{-1}$] est la conductivité hydraulique à saturation, H_c [L] le poussée capillaire, θ_s [$L^3.L^{-3}$] la teneur volumétrique en eau à saturation et θ_r [$L^3.L^{-3}$] la teneur volumétrique en eau résiduelle. Le modèle de Morel-Seytoux est une fonction des paramètres K_s , H_c , β , θ_s et θ_r , et des conditions initiale θ_i .

2. Le modèle de Philip

Philip (1957) décompose l'équation de Richards en estimant que l'infiltration est la résultante de deux potentiels, un potentiel matriciel et un potentiel gravitaire correspondant respectivement au premier et second termes de l'équation de Richard (Equation 7).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (7)$$

Où K est la conductivité hydraulique [$L \cdot T^{-1}$], Ψ le potentiel matriciel [L].

En début d'infiltration, la succion prime, et l'on suppose que la totalité des échanges de flux se fait dans la direction horizontale. Le potentiel gravitaire est négligé. Une fois le sol saturé, l'effet du terme gravitaire se fait ressentir. On corrige alors les résultats en ajoutant une composante verticale à l'infiltration. La solution analytique est basée sur un développement de Taylor et a la forme d'une somme infinie dont on ne retient que les deux premiers termes, pour aboutir à l'équation

$$f(t) = \frac{1}{2} St^{-\frac{1}{2}} + K_s \quad (8)$$

Où K_s [$L \cdot T^{-1}$] est la conductivité hydraulique à saturation, S [$LT^{-0.5}$] un paramètre appelé sorptivité dépendant du potentiel hydrique. La sorptivité est déterminée par l'équation de Smith et al. (1993)

$$[S(\theta_i)]^2 = 2(\theta_s - \theta_i) \int_{\theta_i}^{\theta_s} K(\theta) \left(\frac{d\Psi}{d\theta} \right) d\theta \quad (9)$$

$K(\theta)$ [$L \cdot T^{-1}$] est la conductivité hydraulique et $\Psi(\theta)$ [L] le potentiel matriciel.

Van Genuchten (1980) propose

$$K(\theta) = K_s \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^{b + \frac{a}{\lambda}} \quad (10)$$

$$\Psi(\theta) = \Psi_b \left[\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{-\frac{c}{\lambda}} - 1 \right]^{\frac{1}{c}} \quad (11)$$

où Ψ_b [L] est le potentiel d'entrée d'air ; a , b , c et λ sont des coefficients adimensionnels.

En résumé, le modèle de Philip est une fonction des paramètres K_s , Ψ_b , c , λ , θ_s et θ_r , et de la condition initiale θ_i . D'après la méthode de Burdine (Brooks et Corey, 1964 ; Smith et al., 1993) $a = 2$ et $b = 3$. Les autres paramètres dépendent des propriétés du sol. Les paramètres c , λ , θ_r et Ψ_b sont considérées constants pour tous les événements pour notre étude et θ_s et K_s sont mesurés.

3. Le modèle du Curve Number par le SCS

Le CN, appelé « SCS runoff curve number » dans la littérature, est un paramètre empirique utilisé en hydrologie pour prédire le ruissellement issu de l'excès de pluie. La méthode du CN a été développée par le USDA anciennement appelé SCS (Soil Conservation Service). C'est une méthode efficace pour déterminer un volume approximatif du ruissellement pendant un événement pluvieux sur une zone particulière. Le CN dépend du groupe de sol de l'unité hydrologique, de la couverture du sol et de ses conditions d'humidité initiales. Les sols sont classés en 4 groupes sur leurs caractéristiques d'infiltration à saturation (taux d'infiltration élevé (supérieur à 7,6 mm/h), modéré (entre 3,81 et 7,6 mm/h), faible (entre 1,27 et 3,81 mm/h) et très faible (entre 0 et 1,27 mm/h)).

Le ruissellement se traduit par l'équation suivante :

$$Q = (P - I_a)^2 / (P - I_a - S) \quad (12)$$

Où Q est le volume ruisselé [L], P le volume de pluie précipitée [L], S le potentiel hydrique maximal [L], I_a le volume d'eau dans le sol avant le ruissellement (on peut parler d'infiltration, de pluie interceptée par la végétation ou d'évapotranspiration) [L] et généralement $I_a = 0.2S$.

Le CN est exprimé par l'équation suivante : $S = 1000 / CN - 10$ (13)

Le CN varie de 30 à 100 ; les faibles CN correspondent à un sol dont le potentiel de ruissellement est faible et les CN élevés à un sol dont le potentiel de ruissellement est fort.

C. Le ruissellement en zone volcanique

Le ruissellement est un facteur majeur dans le transport d'éléments solides et solubles, et c'est l'une des causes principales de la pollution des eaux en pesticides en zone agricole. C'est le cas des zones tropicales productrices de bananes, une culture demandant d'importantes quantités en intrants. Beaucoup de travaux (Duune, 1991 ; Roose, 1996, 1999 ; Boli Baboule, 1999 ; Descroix, 2000) ; ont montré le rôle prédominant joué par l'état de surface sur le partage ruissellement-infiltration. Les pratiques culturales modifient les propriétés hydrodynamiques et géométriques à la surface des parcelles et contrôlent l'apparition et l'intensité de l'infiltration, du ruissellement. Le labour augmente la rugosité de surface et l'infiltration alors que le passage d'engins peut engendrer une compaction et réduire l'infiltration. La macroporosité de l'horizon de surface est directement affectée dans le cas d'andosols (Dorel, 1993, 2000). La couverture du sol est un autre facteur influant sur le ruissellement à l'échelle de la parcelle. La litière des bananeraies et cannes est efficace pour absorber l'énergie de la pluie et diminuer le ruissellement (Roose, 1999).

Les caractéristiques du ruissellement-érosion sont fortement affectées par la nature pédologique des sols qui est en fait gouvernée par la variation climatique expliquée par le changement d'altitude à l'échelle d'un volcan (Franz Zehetner, 2005). En zone tropicale, les sols volcaniques possèdent un taux d'infiltration très élevé (50 à 300 mm/h), ils ont la capacité d'absorber la plupart des pluies intenses et sont donc peu

sujets au ruissellement et à l'érosion (Dorel et al., 2000). Les Ferralsols et Andosols sont les moins sensibles au ruissellement et à l'érosion (Cabidoche, 1996). Néanmoins, malgré des vitesses d'infiltration très élevées, on observe du ruissellement sur ces sols. Le coefficient de ruissellement atteint 34% pour un événement pluvieux en plantation de banane (Cattan et al, 2006). Une des raisons qui expliquerait ce coefficient est la grande variabilité spatiale du taux d'infiltration qui peut entraîner des événements ruisselants sous des pluies dont l'intensité est inférieure à l'infiltration. Une autre raison est la variabilité spatiale de l'intensité de la pluie qui, peut être due notamment, à la couverture végétale. En effet, la redistribution de la pluie est considérable en particulier sous bananier (Bussière, 1995) à cause de sa forme en entonnoir. De nombreuses études (Herwitz, 1986 ; Roose, 1999 ; Cattan, 2007) montrent l'incidence de l'architecture de la végétation sur l'interception de la pluie et de sa redistribution au sol. Au pied du pseudo tronc du bananier, l'intensité pluviométrique peut être jusqu'à 28 fois plus importante que l'intensité incidente au-dessus du couvert (stemflow) et au contraire 2 fois plus faible à l'abri du feuillage. Quant à la périphérie des feuilles (phénomène d'égouttage), l'intensité de la pluie est 6 fois plus élevée que la pluie incidente (Cattan et al, 2007a). Ces zones (stemflow et zones d'égouttage) sont donc suralimentées du fait de la redistribution spatiale des pluies opérée par le bananier et constituent les premières zones de genèse du ruissellement. Il existe alors une variabilité spatiale de la genèse du ruissellement en parcelle de banane (Pierre Desbois, 2006). Ces zones sont saturées plus rapidement et les écoulements apparaissent pour des intensités pluviométriques inférieures au K_s .

Malgré une étude approfondie sur le ruissellement en parcelle de banane, il faut noter qu'il existe peu d'étude portant sur des sols volcaniques et encore moins en milieu cultivé ; en effet, l'essentiel des travaux effectués en climat tropical humide est localisé en forêt. L'étude du ruissellement en parcelle de banane a montré que le fonctionnement et la variabilité de ce processus étaient expliqués par une redistribution de la pluie par le couvert végétal du bananier. De plus, un modèle avec une fonction de redistribution a été créé et a confirmé ce fonctionnement. Le travail réalisé ne permet cependant pas de savoir si cette approche peut être étendue à d'autres conditions de sol et d'humidité, à une pluviométrie qui ne subit pas de redistribution. En effet, le fait d'avoir étudié les conditions proches de la saturation n'a pas permis pour l'instant de tenir compte du facteur humidité, essentiel dans d'autres conditions où le régime pluviométrique est moins régulier et le dessèchement du sol plus important (cas des nitisols).

L'objectif de ce travail est de déterminer les conditions d'apparition du ruissellement sur des types de sols différents, d'identifier les variables clés qui décrivent le processus et lesquelles contrôlent le ruissellement ; puis d'établir un modèle adapté aux situations de pluviométrie, de couverts végétaux et de conditions initiales d'humidité rencontrées.

III. MATERIEL ET METHODE

A. Case de ruissellement

1. Description du dispositif

Le dispositif expérimental (Figure 3) est composé d'un cadre métallique délimitant la surface d'étude qui est de 1m². Des fentes à l'aval du cadre permettent à l'eau qui ruisselle de rejoindre un canal d'écoulement, puis un bidon. Un capteur de pression ou *diver* situé dans le bidon suit son remplissage. Ces dispositifs permettent de mesurer la quantité d'eau ruisselée et donc d'en déduire la quantité d'eau infiltrée pendant la période de ruissellement. Un pluviomètre situé à coté du cadre permet de récolter les données pluviométriques. Trois sondes TDR sont insérées dans les dix premiers centimètres du sol à l'intérieur de la case pour suivre l'évolution de l'humidité du sol. Il faut choisir stratégiquement l'emplacement des sondes en fonction de la microtopographie du sol de manière à avoir des données sur des zones où l'humidité sera différente (zones de départ, zone d'accumulation, zone de transfert).

En pratique

Le cadre est enfoncé de quelques centimètres dans le sol pour s'assurer qu'il n'y ait pas de fuite (eau ruisselée) vers l'extérieur du cadre métallique et que tout le volume ruisselé soit recueilli dans le bidon. Le cadre est placé de telle sorte que le canal d'écoulement soit dans le sens de la pente. Il est important de s'assurer que les fentes laissant passer l'eau vers le canal soient bien à ras du sol. La végétation est coupée, les cailloux en surface ôtés, éventuellement on peut très légèrement corriger le modelé de surface pour avoir un plan incliné vers le côté du cadre récoltant le ruissellement. Le canal d'écoulement est recouvert d'une plaque métallique afin de ne pas y récolter les eaux de pluie. Le bout du canal est connecté à un bidon par un tube en caoutchouc type « tuyau d'arrosage ».



Figure 3: Dispositif expérimental d'une case de ruissellement

Les volumes et intensités pluviométriques sont mesurés sur la parcelle grâce à un dispositif composé d'un pluviomètre à augets basculeurs (ARG100, Campbell Scientific, Shephed, Leicestershire, UK). Ce pluviomètre collecte les données pluviométriques toutes les dix secondes, un basculement d'auget correspondant à une lame précipitée de 0.2 mm. Le principe d'acquisition des mesures est le suivant : dès qu'on a un battement d'auget, l'acquisition des mesures se fait toutes les 10 secondes pendant une durée de 10 minutes. A partir de 10 minutes sans battement, on passe à une mesure toutes les 30 secondes pendant 1 heure. S'il ne pleut toujours pas, l'acquisition se fait alors toutes les 5 minutes pendant une durée de 6h et on passe enfin à une mesure toute les 15 minutes jusqu'à qu'il pleuve à nouveau. Ce système permet ainsi de limiter les données acquises.

2. La zone d'étude et le choix de la localisation des cases de ruissellement

Le site d'étude se situe sur le versant est de la Soufrière, au sud-est de Basse-Terre, dans la commune de Caspelterre-Belle-Eau. Les cases de ruissellement ont été posées sur 7 sites (Figure 4) : 4 sur le bassin versant de Féfé sur andosol (cercle rouge), 2 sur le bassin versant de Morne d'Or sur nitisol ou sol brun rouille (cercle bleu) et une dernière qui ne se trouve pas sur le bassin versant du Pérou mais qui est posée sur nitisol. La disposition d'amont en aval par rapport à l'axe de la rivière Pérou des parcelles (où sont situées les cases de ruissellement) est la suivante: P4, P13, P27, PBal, PDac, PMor. Pour les andosols, nous avons décidé d'implanter les placettes sur des sols à infiltration différente (élevée, moyenne et faible). Ces valeurs d'infiltration correspondent à des mesures faites au double anneau (Cavasino) et concernent les parcelles P4, P13, P27, et PBal. Le reste des cases de ruissellement ; PDac, PMor et PLon ; ont été posées sur nitisol et nous ne disposons pas de mesures d'infiltrométrie pour ces derniers.

Les bassins versants de Féfé et de Morne d'Or sont des sous bassins versants de la rivière Pérou qui alimentent directement son axe principal ou l'un de ses affluents. Ils sont situés sur la rive gauche de la rivière dont l'embouchure se situe dans la commune de Capesterre-Belle-Eau.

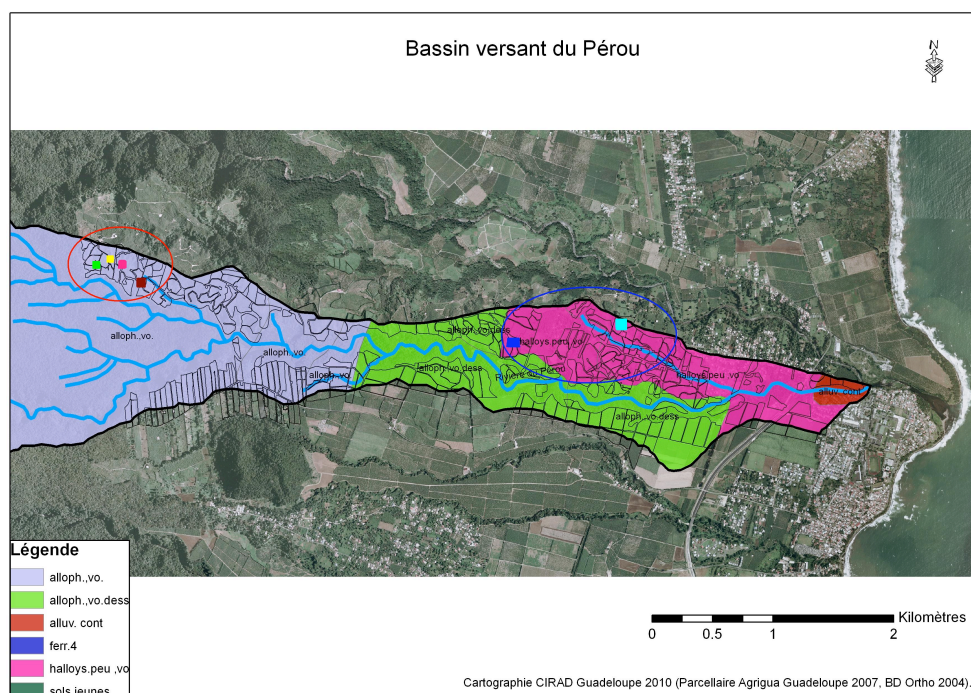


Figure 4: Carte du bassin versant du Pérou et de la zone d'étude

Point vert = P4
Point jaune = P13
Point rose = P27
Point marron = PBalon
Point bleu foncé = PDacalor
Point bleu clair = PMorvan

3. Densité apparente

La méthode au cylindre est fondée sur la détermination du poids spécifique apparent d'un volume de sol prélevé. Trois échantillons pour chaque parcelle sont prélevés à proximité de la case de ruissellement à l'aide de cylindres métalliques de 100 cm³. Ces derniers sont enfoncés délicatement dans les 10 premiers centimètres du sol. Chaque échantillon est prélevé en creusant autour du cylindre à l'aide d'une pelle et l'excès de sol aux deux extrémités est enlevé à l'aide d'un couteau plat. Il faut veiller à ne pas piétiner la localisation du prélèvement pour ne pas tasser le sol.

Par la suite, les échantillons sont séchés à l'étuve à 70°C pendant 48h. Connaissant le volume de sol V (cm³) et sa masse sèche m_s (g), il est donc possible de calculer la densité apparente du sol échantillonné à partir de la formule suivante : $da = m_s / V$

4. Microtopographie

La microtopographie de chaque case a été relevée de manière schématique. On décide de distinguer 3 types de microtopographie (cuvette, creux, relief) et 3 types de zones (départ, transfert, accumulation).

B. Etalonnage

1. Etalonnage des sondes TDR

Les sondes TDR (CS616, Campbell Scientific) sont sensibles à la constante diélectrique du milieu entourant les 2 tiges qui les composent, donc, indirectement à la teneur en eau du milieu. Le signal récupéré à la sortie du capteur est une période (microseconde) qui est convertie en teneur volumique en eau grâce à des courbes d'étalonnage. Il est alors nécessaire d'étalonner les sondes pour obtenir la correspondance entre le signal et la teneur en eau. Ce protocole d'étalonnage est effectué pour chaque case de ruissellement (Annexe 1) car cette relation est spécifique à chaque sol.

Le principe est de recréer le sol et sa densité dans un tube cylindrique, d'imposer des teneurs volumiques en eau différentes, et pour chacune de ces teneurs volumiques en eau de déterminer le signal associé de la sonde.

2. Mesure de la lame ruisselée

a) Transmetteur pneumatique : le principe du « bulle à bulle »

Le transmetteur pneumatique (ALPHEE 3010) mesure la pression hydrostatique par injection d'un débit d'air constant au pied de la colonne d'eau selon le principe du « bulle à bulle ».

La pression hydrostatique se décompose selon la formule suivante :

$$P_H = H \times d \text{ avec } H \text{ hauteur d'eau} \\ d \text{ densité } (=1)$$

Les mesures acquises sont donc des hauteurs d'eau qu'il faut convertir en volumes en fonction de la surface du bidon.

b) Diver

Par manque de matériel, un *diver* (PDCR1830, Campbell Scientific) a été utilisé pour remplacer un transmetteur pneumatique défectueux. C'est un capteur submersible pour la mesure de la profondeur et la hauteur d'eau. L'élément de mesure en silicium est intégralement isolé de son milieu par un diaphragme en titane. C'est un dispositif qui est utilisé dans de nombreuses applications, du forage de petit diamètre au réservoir. Les mesures restent cependant moins précises que celles du transmetteur car subissant les variations de la pression atmosphérique. Pour cette raison, un deuxième *diver* a été utilisé comme baromètre.

Un test est effectué sur les 2 *divers* pour s'affranchir de la différence de mesures qu'ils peuvent donner (laisser les 2 *divers* pendant 12h à l'air libre). Sur le terrain, un *diver* est placé dans le fond du bidon et l'autre est placé à l'air libre (baromètre). A partir des mesures de pression données par le *diver* du bidon, on s'affranchit de l'erreur de mesure entre les 2 *divers* (mesurée au préalable ou lorsque le bidon est vide) puis on s'affranchit des mesures de la pression atmosphérique (*diver* barométrique). On obtient ainsi la pression hydrostatique que subit le *diver* dans le fond du bidon, les mesures sont des données en mbar qui sont ensuite transformées en hauteur d'eau (cm).

c) *La relation Volume (L) = f(Hauteur(cm))*

Un étalonnage du bidon a été réalisé pour relier la hauteur d'eau dans le bidon au volume d'eau, on en a déduit la courbe d'étalonnage suivante :

$$\text{Volume (L)} = 0.618 * \text{Hauteur(cm)} - 0.4243$$

C. Mesure du Ks au double anneau

Le double anneau est un dispositif qui permet de mesurer le taux d'infiltration d'un sol saturé. Le principe est le suivant : on enfonce deux anneaux métalliques concentriques de quelques centimètres dans le sol qu'on remplit d'eau et on mesure la vitesse d'infiltration dans l'anneau central en chronométrant la diminution du niveau d'eau. L'eau dans l'anneau extérieur doit être maintenue au même niveau que l'eau dans l'anneau central (rajoutez de l'eau si besoin) dans le but de supprimer l'effet latéral de l'infiltration.

Dans le cas pratique, nous avons utilisé un petit double anneau (Figure 5) (diamètre central = 10,5 cm et diamètre externe = 32,5 cm) et les mesures acquises sont des vitesses d'infiltration en condition non saturée. Ces mesures ont été faites sur les parcelles pour lesquelles on ne possédait pas de données d'infiltrométrie (PDacalor, PMorvan et Plongueteau).



Figure 5: Dispositif du double anneau

D. Traitement des données

Pour le traitement des données de pluviométrie et de ruissellement, nous avons choisis de travailler au pas de temps de la minute.

1. Détermination des événements pluvieux et ruisselants

On dispose des données pluviométriques de chaque parcelle. Un événement pluvieux est déterminé de manière qu'il s'écoule moins de 15 minutes entre chaque basculement d'auget. Cela suppose qu'il n'a pas plu pendant les 15 minutes précédant et suivant l'événement. Parmi les événements déterminés, seuls ceux dont le cumul de

pluie pendant l'événement est relativement important (au moins 7mm) sont retenus mais cela n'implique pas forcément qu'il y a ruissellement. Parallèlement, on transforme les mesures de pression hydrostatique en volume, on peut ainsi lire le volume cumulé ruisselé au cours du temps. Pour déterminer les événements pluvieux et ruisselants, il est nécessaire de croiser les 2 types de données. Ceux retenus doivent correspondre à une augmentation du volume cumulé ruisselé significatif, c'est-à-dire supérieur au moins à 1 ou 2L. Ainsi, nous avons déterminé les événements pluvieux et ruisselants qui nous semblaient intéressants à traiter.

L'incertitude concernant les données pluviométriques est relativement faible car le système à auget est assez fiable. Par contre, la lame ruisselée quant à elle se révèle moins précise. Elle est mesurée par un capteur de pression ou un *diver*. En effet, il se produit une perturbation de la surface de l'eau lorsque celle-ci coule dans le bidon. On observe des oscillations du niveau d'eau dans le bidon qui se répercute sur les données mesurées. Ces oscillations se retrouvent lorsqu'on calcule la lame ruisselée cumulée mais également lors du calcul de lame ruisselée instantanée (différence de la lame ruisselée entre le temps t et le temps $t+1$). C'est pour cette raison que l'on peut observer des lames ruisselées instantanées ou des débits négatifs.

2. Détermination du Ks

Le Ks est la vitesse d'infiltration à saturation exprimée en mm/h. Lorsqu'il y a ruissellement, cela implique que soit le Ks est atteint car le sol est saturé, soit que l'intensité pluviométrique est supérieure à la capacité d'infiltration du sol. A partir des événements ruisselants, nous allons donc déterminer le Ks.

Etant donné que le pas de temps d'acquisition des mesures de la pluviométrie et du volume ruisselé n'est pas exactement identique, il est nécessaire de discrétiser les données de ruissellement sur les données de pluviométrie (dont le pas de temps est 1 minute), de manière à obtenir des données synchrones. Après cette étape, on établit le cumul de la lame de pluie (mm) au cours du temps ainsi que le cumul de la lame ruisselée (mm). Ainsi, on peut déterminer la courbe de l'infiltration cumulée au cours du temps par différence de la lame de pluie et de lame ruisselée (Figure 6).

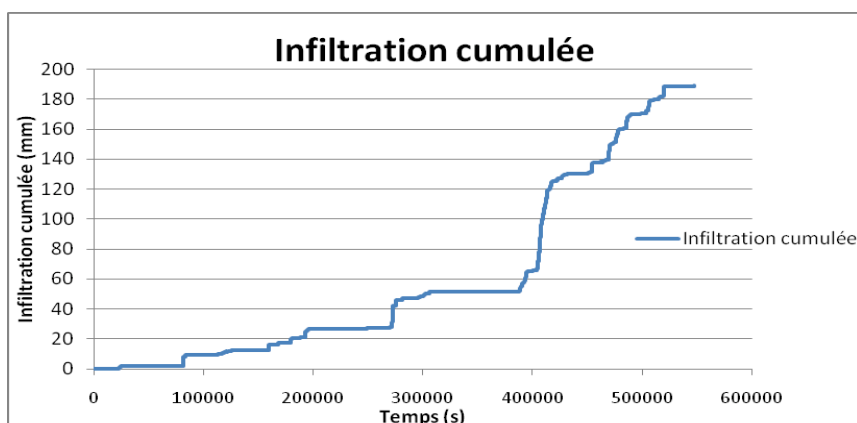


Figure 6: Infiltration cumulée au cours du temps

On calcule ensuite la pente de la courbe sur un pas de temps de 5 minutes. On obtient alors l'infiltration au cours du temps en mm/s pour un pas de temps de la minute.

Pour chaque événement retenu, on visualise graphiquement l'évolution de l'infiltration (calculée précédemment) et on croise cette courbe avec celle de l'intensité pluviométrique (Figure 8).

L'algorithme de détermination du K_s est le suivant :

1) On détermine en premier lieu la période de ruissellement maximum à partir de la courbe d'évolution du ruissellement cumulé au cours du temps. Par exemple, la figure 9 montre le ruissellement cumulé au cours du temps pour un événement. Le volume ruisselé augmente de 4 à 10 mm entre le point 40 et le point 60, c'est entre ces deux points que le ruissellement est le plus important et donc que le K_s a pu être atteint.

2) On analyse ensuite l'intensité d'infiltration au cours de la période de ruissellement maximal :

- Si l'on se trouve dans des conditions saturées, c'est-à-dire que $\theta = \theta_s$, alors le K_s est atteint et il existe une valeur seuil dans l'histogramme de répartition des intensités d'infiltration qui est un estimateur du K_s . C'est le cas de l'exemple pris ci-dessous où une partie de la placette atteint θ_s pendant la période de ruissellement entre les points 53 et 57 (Figure 7), un estimateur de K_s est 0.018 mm/s au point 55, soit 64,8 mm/h.

- Si l'on se trouve dans des conditions non saturées, c'est-à-dire $\theta < \theta_s$, un minorant du K_s est donné par la valeur maximale d'infiltration au cours de la période de ruissellement identifiée.

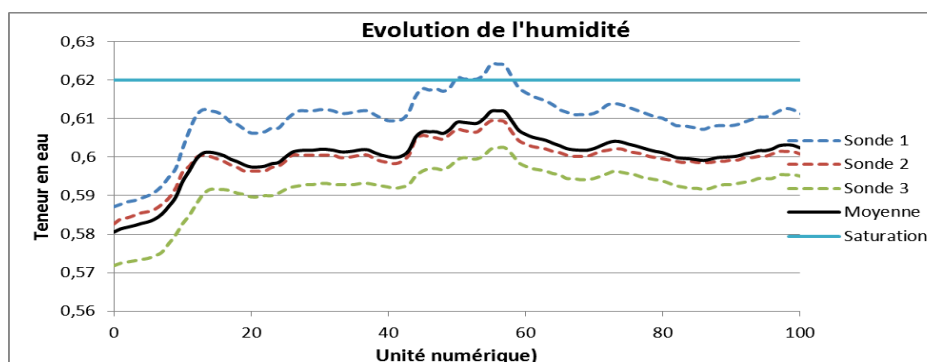


Figure 7: Evolution de l'humidité au cours de l'événement ruisselant

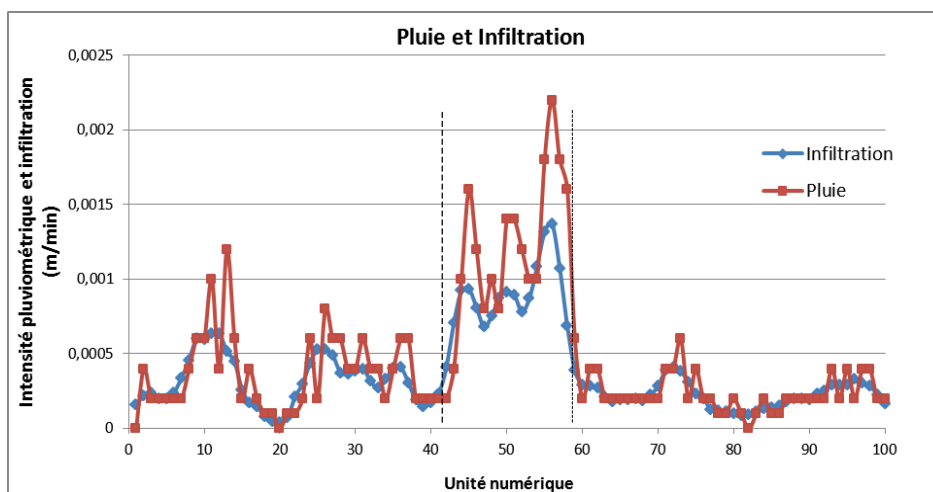


Figure 8: Intensité pluviométrique et infiltration pendant l'événement ruisselant

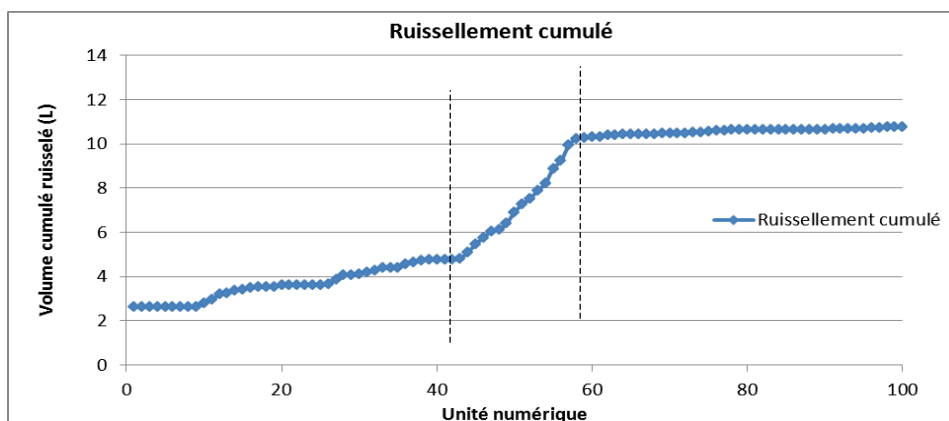


Figure 9: Ruissellement cumulé au cours de l'événement ruisselant

NB : Dans la plupart des cas, le θ_s n'est pas atteint d'après les courbes d'humidité de chaque événement retenu.

E. Le modèle Mhydas

Le modèle hydrologique spatialisé MHYDAS a été développé afin de comprendre et simuler les processus de transferts d'eau en milieu agricole. Dans sa version actuelle, c'est un modèle événementiel de crue.

1. Structure du modèle

MHYDAS est basé sur une segmentation de la surface du bassin versant en « unités hydrologiques », une segmentation des nappes ou aquifères en « unités de nappes » et une segmentation du réseau hydrographique en « tronçons ».

Sur chaque unité hydrologique la pluie est divisée en une part qui s'infiltré et une part qui ruisselle. L'eau s'infiltré verticalement dans la zone non-saturée pour atteindre la nappe. A la surface du sol, la part de la pluie non infiltrée va combler les dépressions du sol. Le flux excédentaire est propagé sur les unités hydrologiques et, via le réseau hydrographique, jusqu'à l'exutoire. Les processus d'échange nappe-rivière ainsi que la propagation d'onde à travers le réseau hydrographique sont pris en compte.

2. La fonction de production : séparation de la pluie entre infiltration et ruissellement à la surface du sol

La fonction de production de MHYDAS sépare la pluie en deux composantes, le ruissellement et l'infiltration. MHYDAS permet l'utilisation de divers fonctions de production : i.e. le modèle de Richards – 1-D (Richards, 1931), le modèle de Green et Ampt (1911) ou sa variante Morel-Seytoux (1978), le modèle de Philip (1957), le modèle à réservoir du type Diskin et Zanimov (1995), le modèle Horton (1933), etc... Tous ces modèles nécessitent la connaissance de l'intensité de la pluie, des conditions initiales d'humidité et des propriétés hydrodynamiques de la couche de surface du sol.

La pluie $P(t)$ est décomposée en deux composantes, l'infiltration $I(t)$ et le ruissellement $R(t)$

$$P(t) = I(t) + R(t) \quad (14)$$

Le temps de flaquage (t_p) ou « ponding time » est atteint lorsque la surface du sol est à saturation. Ce temps agit comme un temps seuil déterminant le processus qui simule l'infiltration. Avant le temps de flaquage, toute la pluie s'infiltré et le ruissellement est nul

$$t \leq t_p \Rightarrow I(t) = P(t) \text{ et } R(t) = 0 \quad (15)$$

Après flaquage, et tant que la condition de saturation est vérifiée, le flux d'infiltration est égal à la capacité d'infiltration $f(t)$ [$L.T^{-1}$]

$$t \geq t_p \Rightarrow I(t) = f(t) \text{ et } R(t) = P(t) - f(t) \quad (16)$$

Dans la littérature, de nombreux travaux d'analyse de sensibilité des fonctions de production ont montré que les paramètres les plus sensibles sont :

- Le paramètre représentant l'infiltrabilité de la couche de surface à saturation ou la conductivité hydraulique à saturation K_s [$L.T^{-1}$] ; ce paramètre présente une forte variabilité spatiotemporelle en fonction des états de surface et des classes de sol.
- La condition initiale d'humidité de la couche de surface est représentée par la teneur en eau initiale θ_i [$L^3.L^{-3}$] ; cette valeur est mesurée sur le terrain.

Nous utiliserons les fonctions de production de Morel-Seytoux et de Philip pour modéliser les événements ruisselants. Les données d'entrée sont la pluviométrie en mm/h au pas de temps constant d'une minute. Les données de sortie sont la lame ruisselée en mm. Les paramètres d'entrée utilisés par le modèle dans le module « fonction de production » sont les suivants :

- Aire (m^2) : surface sur laquelle la fonction de production est appliquée
- dt (s) : pas de temps
- K_s (m/s) : conductivité hydraulique à saturation
- H_c (m) : potentiel d'entrée d'air
- θ_s (m^3/m^3) : teneur volumique en eau à saturation
- θ_r (m^3/m^3) : teneur volumique en eau résiduelle
- θ_i (m^3/m^3) : teneur volumique en eau initiale

- Beta : facteur de correction dans le modèle Morel-Seytoux (constante entre 1 et 1,7 selon Morel-Seytoux et Khanji (1974), égal à 1,3 recommandé par Morel-Seytoux)
- a, b, c, d, lambda, delta_theta utilisés dans la fonction de Philip (a, b, c, d paramètres de Van Genuchten)
D'après la méthode de Burdine (Brooks and Corey, 1964 ; Smith et al, 1993)
a = 2, b = 3, c = 5, d = 0 et lambda = 0,4

La figure 10 synthétise le fonctionnement du modèle. Le flux ruisselé au niveau de l'exutoire est donc fonction du volume ruisselé déterminé par la fonction de production et des paramètres hydrauliques.

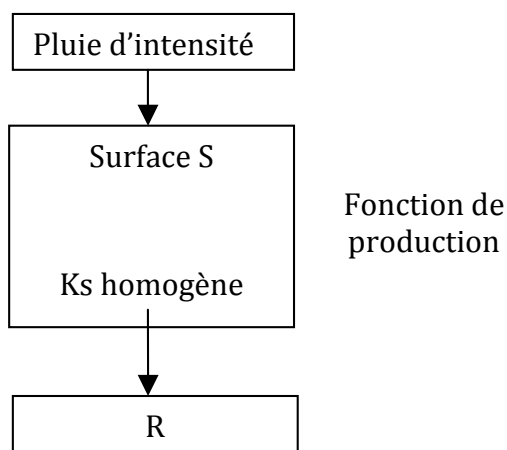


Figure 10: Fonctionnement de la fonction de production dans le modèle

IV. RESULTATS

A. Caractérisation des sites et du dispositif

1. Présentation des sites

a) *Propriétés physiques des parcelles*

Les données mesurées de densité effectuées sur le terrain correspondent aux données déjà existantes (Cavasio) et valident ainsi leurs valeurs.

Tableau 1: Propriétés physiques et hydrauliques des parcelles

Site	Sol	da	V poral %	H pondérale %	theta s	Pente
Bal	Andosol	0,45	82	39,0	0,82	10%
13	Andosol	0,69	74	26,0	0,74	5%
4	Andosol	0,71	73	25,8	0,73	1-2%
27	Andosol	0,99	62	26,1	0,62	30%
Lon	Nitisol	0,94	64	23,0	0,63	1-2%
Dac	Nitisol	0,96	63	15,7	0,63	20%
Mor	Nitisol	0,99	62	16,0	0,62	40%

On observe une plus grande variabilité des densités apparentes pour les andosols que pour les sols bruns rouilles à halloysite ou nitisols (Tableau 1). En effet, les andosols présentent des densités variant de 0,45 à 0,99 alors que chez les nitisols, elles varient seulement entre 0,94 et 0,99. Globalement, les nitisols présentent des densités plus élevées que les andosols.

On remarque, sols confondus, que plus la densité est élevée, moins le volume poral est important et donc plus la teneur en eau à saturation est faible. On observe des teneurs en eau faibles pour les nitisols et fortes pour les andosols, trait caractéristique de ces derniers.

b) *Microtopographie des placettes*

Chaque case de ruissellement délimite 1 mètre carré de sol dont la surface est hétérogène. Or, on s'intéresse dans cette étude au 10 premiers centimètres de sol qu'on considère comme la couche contrôlant la répartition Infiltration-Ruissellement. Il est alors important de mettre en évidence cette microtopographie car elle nous permettra de comprendre, d'une part les courbes d'humidité et de l'autre, l'existence de la variabilité de l'infiltration.

Il faut remarquer que la microtopographie des placettes évolue au cours du temps dû à l'effet de l'impact des gouttes de pluie sur le sol, à l'érosion et à l'entraînement des particules de sol par le ruissellement. La figure 11 montre un exemple de schéma de microtopographie d'une placette.

Exemple : Parcelle 27

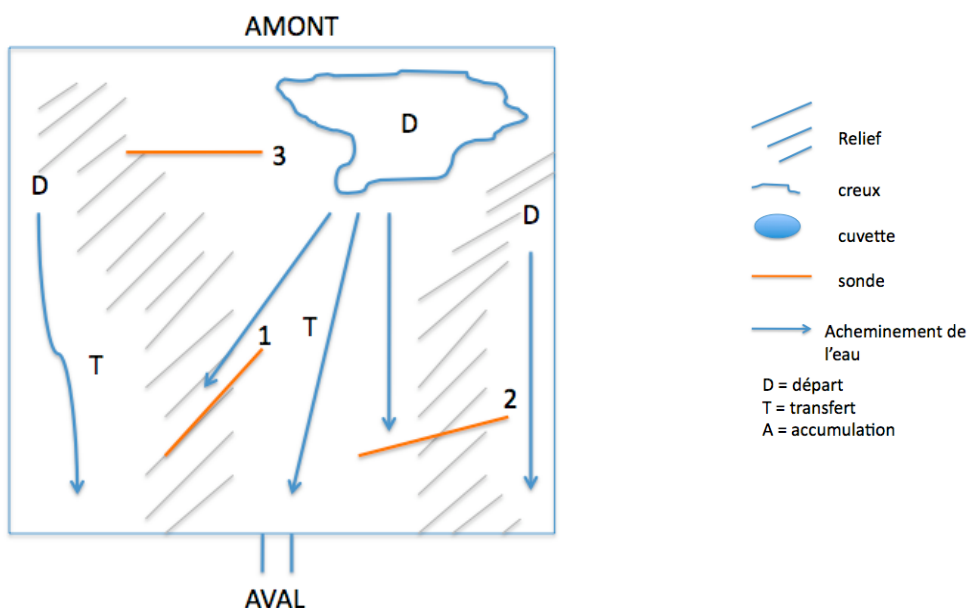


Figure 11: Schéma simplifié de la microtopographie de la parcelle 27

La microtopographie va orienter de façon spécifique l'acheminement de l'eau jusqu'à l'exutoire de la case de ruissellement, elle lui définit des chemins préférentiels. Cela implique que le ruissellement ne se fait pas de manière homogène sur toute la placette mais de manière localisée. On en déduit que l'infiltration n'est donc pas homogène sur toute la placette.

2. Courbes d'humidité

a) Courbes d'étalonnage

Les sondes TDR ont été étalonnées pour chacune des parcelles, c'est-à-dire qu'on a défini la relation entre le signal des sondes et la teneur en eau volumique (Figure 12). Ces relations sont différentes selon la parcelle considérée car elles dépendent des caractéristiques physiques et hydrauliques des sols.

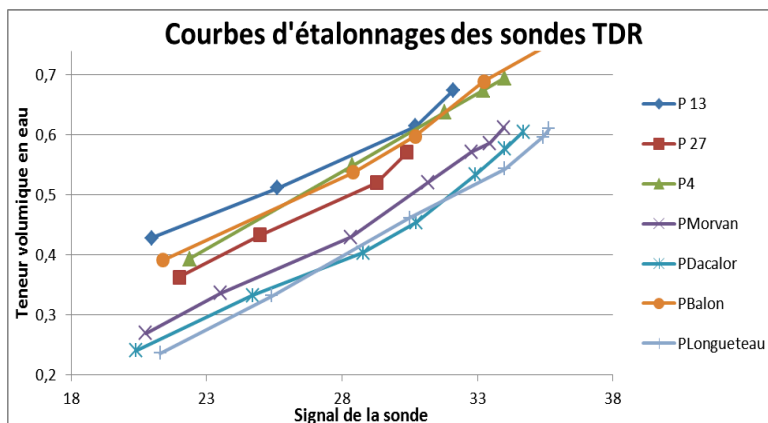


Figure 12: Courbes d'étalonnage des parcelles

On distingue 2 groupes de parcelles : les parcelles 13, 27, 4 et Balon d'un côté ; et les parcelles Morvan, Dacalor et Longueteau de l'autre. Ce partage se fait sur le critère « type de sol » : le premier groupe constitué par les andosols, le deuxième par les sols bruns rouilles. Les courbes présentent toutes la même pente mais une ordonnée à l'origine différente : une ordonnée à l'origine plus élevée des andosols; ce qui signifie que ces sols présentent des teneurs en eau plus élevées que les nitisols, ce que nous avons observé précédemment.

b) Exemple de courbes d'humidité

A partir des courbes d'étalonnages déterminées, on peut suivre l'évolution de l'humidité au cours du temps dans la couche de surface de la case de ruissellement (Figure 13). Pour les parcelles 4 et 27, on observe des humidités supérieures à θ_s , ce qui est physiquement impossible. On effectue ainsi un réajustement des courbes d'humidité en soustrayant aux humidités la différence entre l'humidité maximale qu'on peut observer et le θ_s .

Ci-dessous un exemple de courbes d'humidité de la parcelle 27.

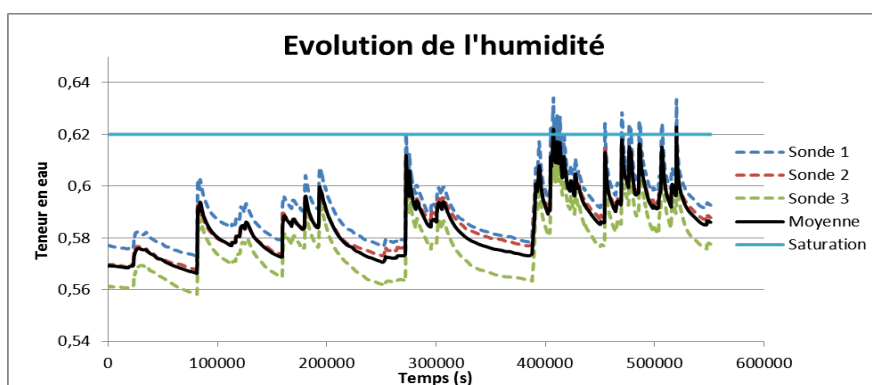


Figure 13: Courbes d'humidité au cours du temps de la placette 27

Les 3 courbes d'humidité (en pointillés) correspondent à la réponse donnée par les 3 différentes sondes. La variabilité de ces courbes nous indique qu'il existe une hétérogénéité de l'humidité au sein de la placette. Cependant, on note qu'elles suivent toutes étroitement la même évolution au cours du temps. On note que l'écart d'humidité se trouve plus important lorsque le sol est en phase de dessiccation qu'en phase d'humidification. En effet, au niveau des pics d'humidité, les courbes se rapprochent de la moyenne. Cette hétérogénéité de l'humidité peut être expliquée par la présence de la microtopographie sur la placette. La sonde 3 se trouve en amont de la placette alors que les sondes 1 et 2 sont placées à l'aval de la case (Figure 11) : la partie aval va recevoir et accumuler l'eau provenant de la partie amont lors d'événements pluvieux. Ainsi, cette dernière constituera toujours une zone moins humide, sujette à une dessiccation plus importante et plus rapide que les zones en aval, d'où des valeurs d'humidité plus faibles. La sonde 1 présente une humidité plus élevée que la sonde 2, expliqué par le fait qu'elle se trouve sur une zone de transfert et que son axe suit la direction de l'écoulement de l'eau.

3. Pluviométrie

On dispose des données pluviométriques s'étalant sur la période avril-juillet 2010 et également des données pluviométriques de 4 stations situées sur l'ensemble du bassin versant.

Les boîtes à moustaches (Figure 14) nous permettent d'observer la variabilité de l'intensité pluviométrique des événements retenus pour chacune des parcelles.

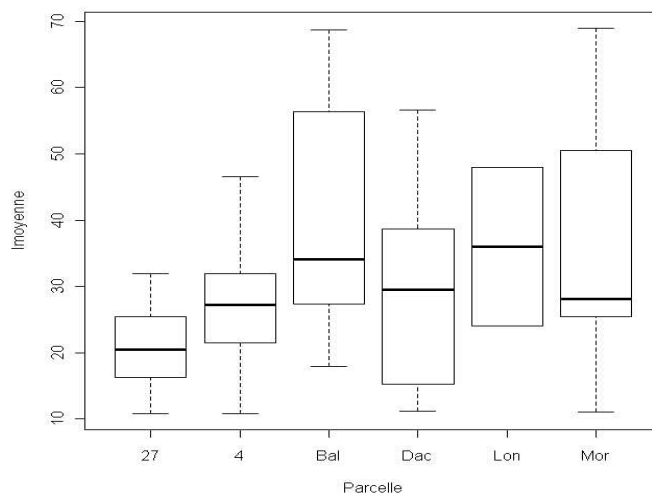


Figure 14: Boîtes à moustache sur la variable "intensité pluviométrique moyenne des événements retenus pour chaque parcelles"

Les médianes des intensités pluviométriques moyennes des parcelles varient entre 20 et 35 mm/h. On observe une variabilité des intensités plus importante pour les parcelles PBal, PDac et PMor ainsi que des valeurs plus élevées, comparé aux parcelles 27 et 4. (La parcelle PLon ne présente que 2 événements pluvieux.) On peut supposer que les parcelles P27, P4 et PDacalor sont susceptibles d'avoir des coefficients de ruissellement faibles.

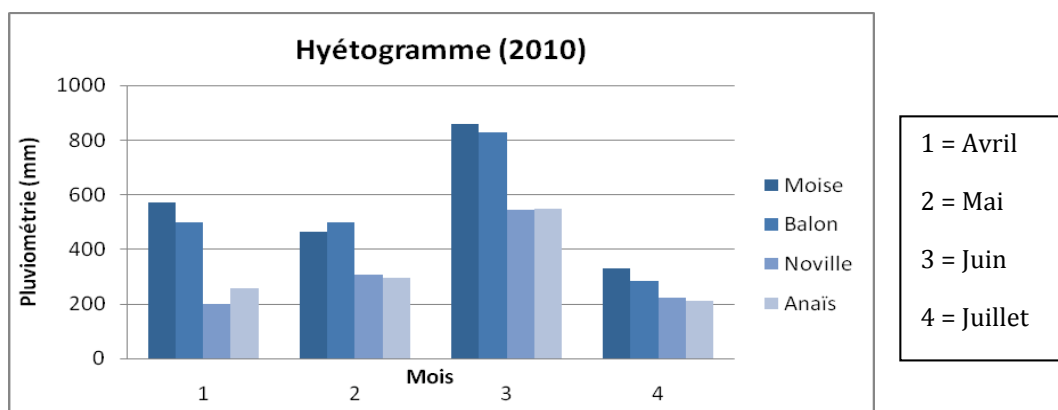


Figure 15: Hyétoqramme de 4 stations des bassins versant de Féfé et Morne d'Or

Remarque : Les données du mois de juillet ne concernent que la période du 1^{er} au 22 juillet.

B. Analyse expérimentale des données de ruissellement

A partir des données de pluviométrie et de ruissellement, 35 événements ont été retenus. La description des événements étudiés est répertoriée dans une fiche de synthèse (Annexe 2). Quelques exemples ont été représentés graphiquement (Annexe 3).

1. Exemple d'un événement ruisselant

(1) Caractérisation d'un événement

Un événement pluvieux est caractérisé par sa date et son heure de début, sa durée, sa lame de pluie, son intensité pluviométrique moyenne, l'humidité initiale du sol, sa lame ruisselante et son coefficient de ruissellement.

(2) Représentation graphique d'un événement ruisselant

Parcelle 27 - Événement 4 du 28/06/2010

Caractéristiques de l'événement
 Date/heure : 28/06/2010 à 4h07
 Durée : 43
 Lame de pluie (mm) : 18,2
 Intensité pluviométrique moyenne (mm/min) : 0,42
 Humidité initiale : 0.63266075
 Lame ruisselante (mm) : 4,8

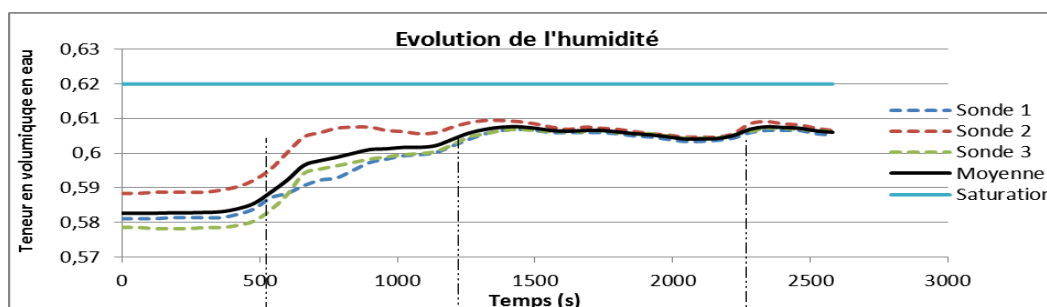


Figure 16: Evolution de l'humidité de l'événement 4 (Parcelle 27)

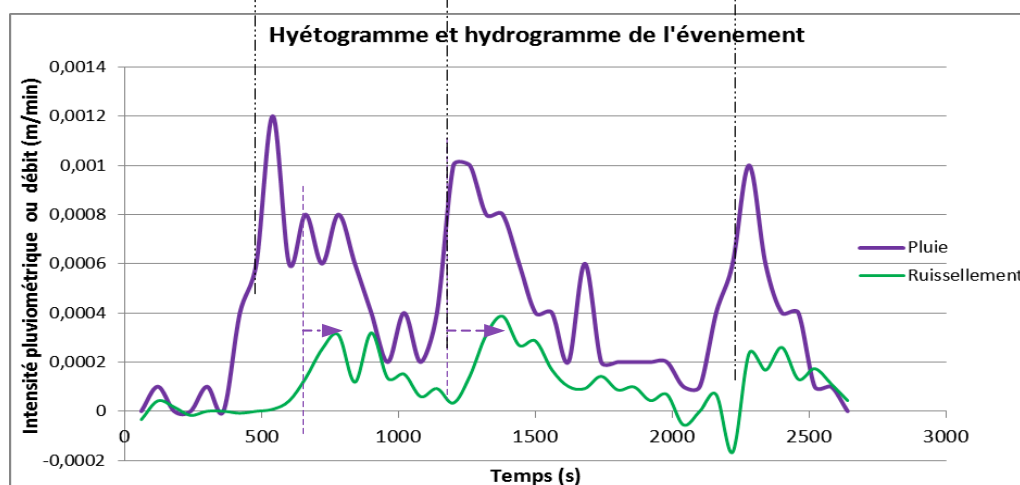


Figure 17: HyétoGramme et hydroGramme de l'événement 4 (Parcelle 27)

L'humidité dans le sol augmente au cours de l'événement jusqu'à atteindre un palier au bout de 24 minutes (1440 secondes). On note qu'à chaque pic pluviométrique, il y a une augmentation de l'humidité, mais qui se fait de façon moins importante plus le sol s'humidifie (Figures 16 et 17). Le début du ruissellement commence au bout de 8,3 minutes (500 secondes) à une intensité pluviométrique de 0,0006 m/min, soit 36 mm/h et persiste pratiquement pendant la suite de l'événement jusqu'à sa fin (Figure 17).

D'après le hyétogramme et l'hydrogramme (Figure 17), le temps de réponse de la placette a pu être déterminé graphiquement, celui-ci correspond au temps entre le pic de pluie et le pic de ruissellement. Il est compris entre 1 et 2 minutes mais cela ne reste qu'une estimation car le pas de temps sur lequel nous travaillons est de 1 minute. De plus, il peut y avoir une perte de précision dans la détection du début du ruissellement car le volume est trop faible pour être mesuré de façon concise. Le débit a été converti de L/min en m/min pour qu'il soit à la même unité que l'intensité pluviométrique.

2. Typologie de l'évolution de l'humidité

La moyenne des 3 courbes d'humidité (courbe noire) est considérée comme l'humidité moyenne de la placette (Figures 18 à 21). C'est sur ce critère que nous allons comparer la variabilité de l'humidité et établir une typologie en fonction des caractéristiques des parcelles.

Pour chaque parcelle a été établi un graphique représentant l'évolution de l'humidité en fonction du temps. Le choix des périodes s'est fait sur des données synchrones lorsque cela était possible. Le tableau 2 récapitule les périodes choisies et la lame de pluie précipitée pendant la période. Nous retenons comme critères descriptifs et explicatifs des variations d'humidité la variance, l'amplitude de variation en teneur d'eau, la vitesse d'humectation et la vitesse de dessiccation du sol (exprimées en gain ou perte de grammes d'eau par gramme de sol par minute). Les vitesses d'humectation et de dessiccation sont calculées à partir de la pente ascendante respectivement descendante d'un pic d'humidité considéré représentatif.

Globalement, on remarque que les sols s'humidifient plus rapidement qu'ils ne dessèchent (Tableau 2). En effet, à chaque pic pluviométrique, les courbes d'humidité augmentent spontanément. Cette observation confirme que les sols volcaniques sont des sols très infiltrants. La dessiccation est soit due à la percolation de l'eau vers les horizons plus profonds contrôlée par la capacité d'infiltration du sol, soit à l'évapotranspiration.

Tableau 2: Critères descriptifs des variations d'humidité

Parcelle	Période	L-Pluie (mm)	Variance ($\times 10^{-4}$)	Amplitude de variation	Vhumectation	Vdessiccation
4	12-18/05	219	7,1	0,09	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$9,1 \cdot 10^{-5}$
13	12-18/05	203	1,8	0,05	$8,6 \cdot 10^{-4}$	$5,9 \cdot 10^{-5}$
27	12-18/05	210	1,6	0,05	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-5}$
Dac	04/10/06	82	9,3	0,13	$8,3 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$
Mor	13-19/07	69	2,8	0,08	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$
Bal	13-19/07	85	1,9	0,05	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-5}$
Lon	13-19/07	68	1,9	0,06	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-5}$

On identifie une typologie de la variation de l'humidité caractérisée par les variables définies précédemment :

- Type 1 : La variabilité de l'humidité est caractérisée par une amplitude de variation et une vitesse de dessiccation élevées. Les parcelles P4, PDac et PMor répondent à ces critères.

- Type 2 : La variabilité de l'humidité est caractérisée par une variance, une amplitude et une vitesse de dessiccation plus faibles que le type 1. Les parcelles P13, P27, PBal et PLon rentrent dans cette catégorie.

Il reste difficile de caractériser les différents types avec les caractéristiques en terme de type de sol ou de densité car les parcelles n'ont pas toutes de point commun au sein d'un même type. Cependant, on peut émettre des hypothèses sur leur comportement :

Le type 1, caractérisé par une amplitude de variation élevée, regroupe des sols qui présentent une forte rétention de l'humidité, l'eau précipitée continue à s'infiltrer et à s'accumuler d'où des variations d'humidité élevées. La vitesse de dessiccation plus élevée pour les nitisols (PDac, PMor) au sein de ce type que pour les andosols (P4) peut être expliquée par la plus faible altitude à laquelle se trouvent les nitisols, donc sujets à des périodes de dessiccation régulières.

Le type 2 constitue des sols dans lesquels la percolation et la circulation de l'eau se fait plus rapidement lors des épisodes pluvieux, l'eau dans la macroporosité du sol percole rapidement vers les horizons plus profonds avec le flux de l'eau qui vient de s'infiltrer, d'où une variance et une amplitude de variation de l'humidité faibles. Cependant, pendant les périodes interpluvieux, comme il n'y pas de flux d'eau provenant des précipitations, l'eau percole plus difficilement d'où une vitesse faible de dessiccation.

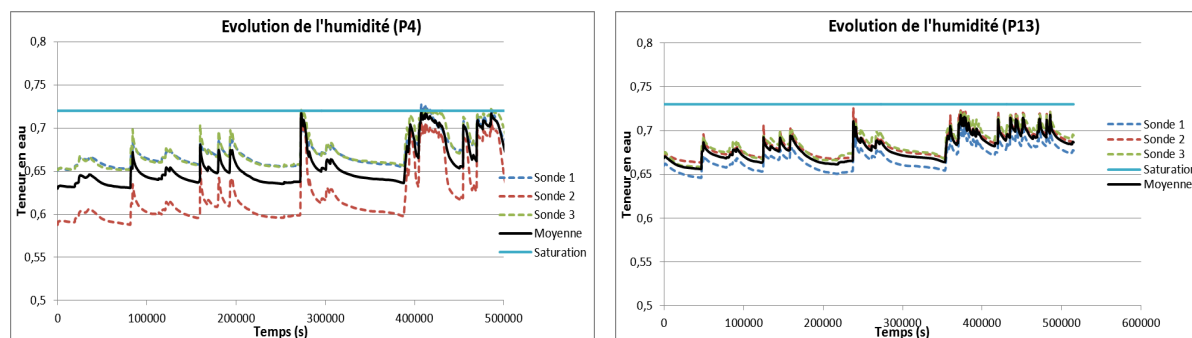


Figure 18: Evolution de l'humidité des parcelles P4 et P13

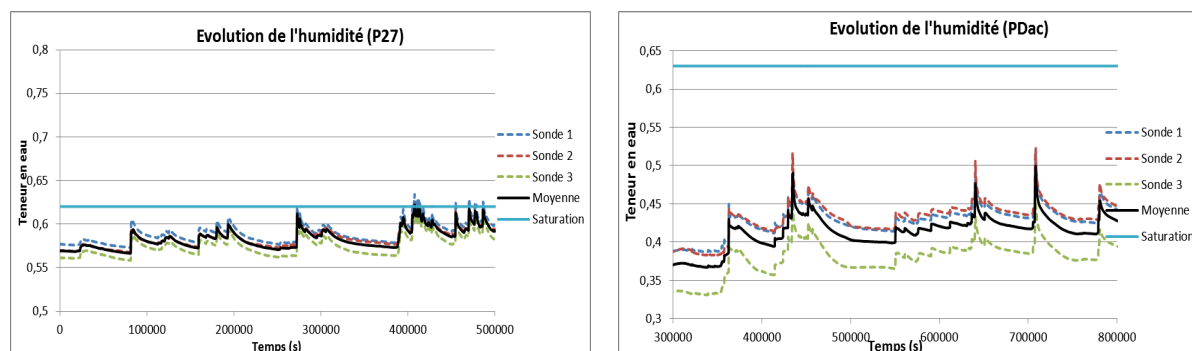


Figure 19: Evolution de l'humidité des parcelles P27 et PDac

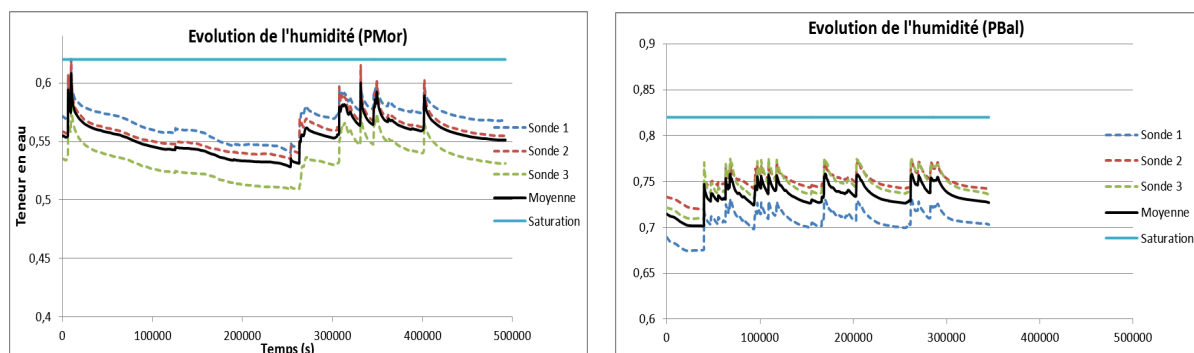


Figure 20: Evolution de l'humidité des parcelles PMor et PBal

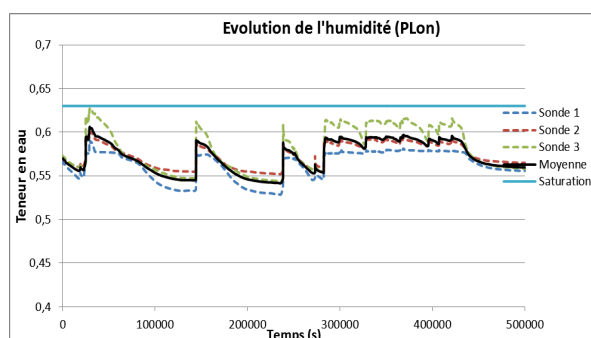


Figure 21: Evolution de l'humidité de la parcelle PLon

3. La relation Ruissellement – Pluie

Les lames de pluie varient entre 24 et 70 mm pour des lames ruisselées entre 2 et 22 mm, ce qui correspond à de forts taux de ruissellement car supérieurs à 10 %. De manière générale, on observe une tendance de l'augmentation de la lame ruisselée avec la lame de pluie (Figure 22). Plus le volume de pluie est important et plus le volume ruisselé est élevé mais on remarque que les relations Ruissellement - Pluie sont différentes selon la parcelle considérée. D'après la figure 22, on remarque une forte variabilité de la réponse intra parcelle pour les pluies de moins de 20 mm. Pour ces volumes, la réponse peut sans doute être perturbée par les conditions initiales avant ruissellement alors que pour les grosses pluies, on se situe dans des cas de ruissellement généralisé où les conditions initiales ont moins de poids. Cela pourrait conduire à étudier l'effet des conditions initiales pour de faibles lames de pluies. Cela conduit surtout à étudier plus spécifiquement les variations du coefficient de ruissellement.

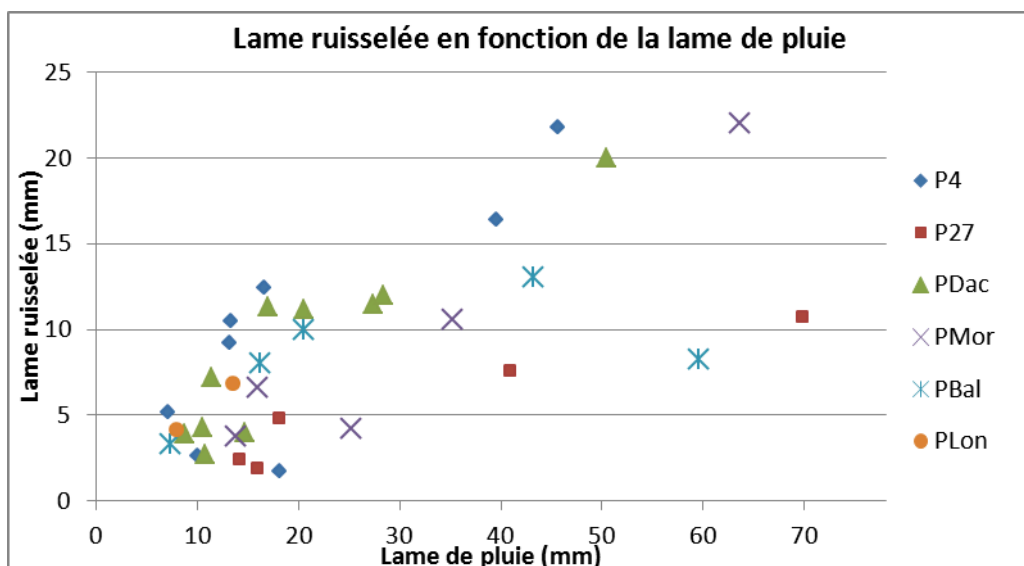


Figure 22: Relation entre la lame ruisselée et la lame précipitée

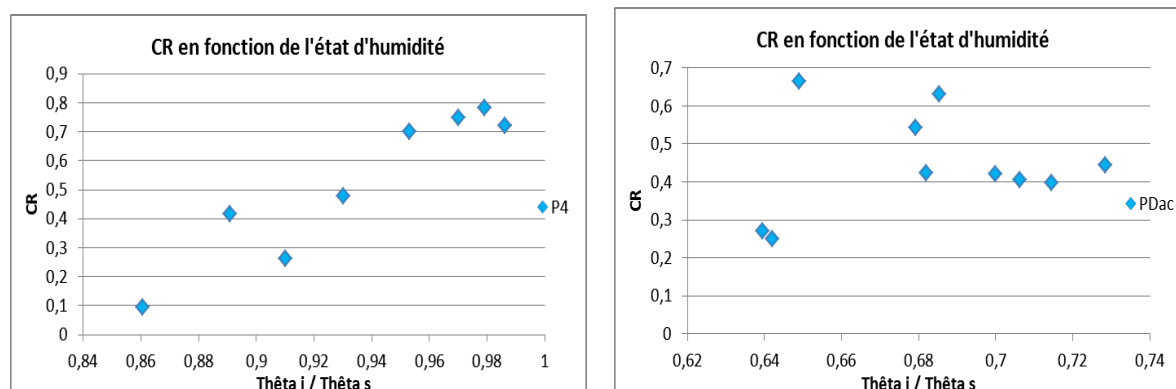
Nous pouvons remarquer que la parcelle P27 semble la moins sensible au ruissellement. A l'opposé, les parcelles P4 et PDac semblent les plus sensibles au ruissellement car elles présentent des lames ruisselées plus élevées que les autres pour des lames de pluie similaires.

4. Facteurs déterminant des coefficients de ruissellement

Nous avons montré précédemment que plus la lame de pluie était élevée et plus la lame ruisselée devenait importante mais nous avons noté des différences de sensibilité selon les parcelles. L'objectif de cette partie est de déterminer l'origine de cette variabilité en étudiant le coefficient de ruissellement ($CR = \text{lame ruisselée} / \text{lame de pluie}$) en fonction de l'humidité du sol et de l'intensité pluviométrique.

a) L'effet de l'état d'humidité sur le CR

Pour chacune des parcelles nous cherchons à savoir si l'état d'humidité du sol (θ_i/θ_s) a un effet sur le CR. Les figures 23 montrent la relation du CR et de l'état d'humidité des parcelles P4 et PDac.



Figures 23: Relation entre CR et l'état d'humidité de P4 et PDac

Nous avons effectué une régression linéaire entre les variables CR et θ_i/θ_s pour chacune des parcelles. D'après les coefficients de régression R^2 , il existe un effet des conditions initiales du sol sur le CR sur andosols qui n'apparaît pas sur nitisols (Tableau 3). Cela

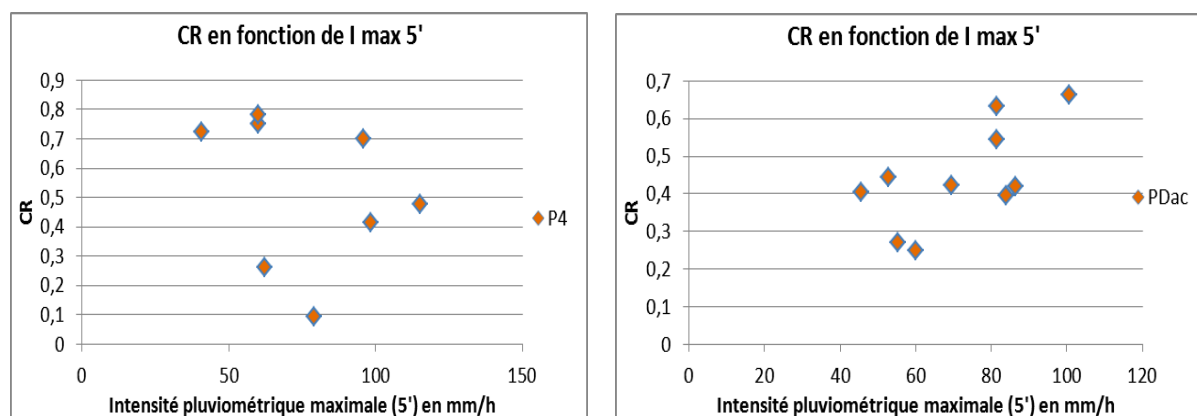
peut être expliqué par le fait que les andosols se trouvent régulièrement à des conditions d'humidité proches de la saturation.

Tableau 3: Régression linéaire entre les variables CR et "Etat d'humidité"

Parcelle	Sol	a	b	R ²
4	Andosol	5,3407	4,4681	0,8939
27	Andosol	2,4192	1,9149	0,3792
Bal	Andosol	6,0342	4,9582	0,8108
Dac	Nitisol	0,6086	0,0294	0,0192
Mor	Nitisol	2,3867	1,8431	0,0968

b) L'effet de l'intensité pluviométrique sur le CR

De même, pour chacune des parcelles nous étudions la relation entre le CR et l'intensité pluviométrique maximale. Pour chaque événement ruisselant, l'intensité pluviométrique maximale sur le pas de temps de 5 minutes a été déterminée. Ci-dessous, deux exemples de représentations graphiques pour les parcelles P4 et PDac (Figures 24).



Figures 24: Relation entre CR et l'intensité pluviométrique maximale 5' de P4 et PDac

Les nitisols présentent un coefficient a positif (Tableau 4), ils présentent donc une relation croissante du CR en fonction de l'intensité pluviométrique 5'. Seule la parcelle PDac possède un coefficient de R² suffisant démontrant la relation entre CR et l'intensité pluviométrique maximale. Il semblerait qu'il existe un effet de l'intensité pluviométrique maximale sur nitisols qu'on n'observe pas sur andosols.

Tableau 4: Régression linéaire entre les variables CR et Intensité pluviométrique maximale 5'

Parcelle	Sol	a	b	R ²
4	Andosol	-0,0030	0,7573	0,0883
27	Andosol	-0,0011	0,2644	0,3005
Bal	Andosol	-0,0001	0,3823	0,0003
Dac	Nitisol	0,0051	0,0806	0,4431
Mor	Nitisol	0,0021	0,0940	0,0935

c) *Effet de la densité sur le CR*

Pour évaluer l'effet de la densité sur le CR, nous avons effectué une régression multiple tel que $CR = I_{max} + \theta_i/\theta_s + da$

Residuals:				
Min	1Q	Median	3Q	Max
-0.339191	-0.140939	-0.002817	0.094363	0.335664
Coefficients:				
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
(Intercept)	0.649218	0.408045	1.591	0.122
Theta	0.070540	0.340122	0.207	0.837
Imax	-0.001414	0.001358	-1.041	0.306
Da	-0.232765	0.193882	-1.201	0.239
Residual standard error: 0.1917 on 31 degrees of freedom				
Multiple R-squared: 0.07372, Adjusted R-squared: -0.01592				
F-statistic: 0.8224 on 3 and 31 DF, p-value: 0.4915				

Figure 25: Synthèse de la régression multiple

D'après la figure 25, l'état d'humidité, l'intensité pluviométrique et la densité ne permettent pas d'expliquer le CR pour toutes les parcelles.

Nous effectuons une régression linéaire du même type en prenant en compte le type de sol. Les régressions linéaires donnent les résultats suivants (Figures 26 et 27).

Coefficients:				
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
(Intercept)	-4.3669915	0.4904263	-8.904	3.85e-07 ***
Theta	5.1851602	0.4639688	11.176	2.32e-08 ***
Imax	0.0017218	0.0007695	2.238	0.042 *
Da	-0.0952835	0.0991340	-0.961	0.353

Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1				
Residual standard error: 0.07274 on 14 degrees of freedom				
Multiple R-squared: 0.9206, Adjusted R-squared: 0.9036				
F-statistic: 54.1 on 3 and 14 DF, p-value: 6.033e-08				

Figure 26: Régression multiple des variables Etat d'humidité, Imax, Da sur andosols

```

Coefficients:
            Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)
(Intercept)  3.998882   1.192927   3.352  0.0052 **
Theta       -0.455581   0.267432  -1.704  0.1122
Imax         0.002937   0.001568   1.873  0.0837 .
Da          -3.603614   1.253716  -2.874  0.0130 *
---
Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 0.1116 on 13 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.4461, Adjusted R-squared:  0.3183
F-statistic:  3.49 on 3 and 13 DF,  p-value:  0.047
    
```

Figure 27: Régression multiple des variables Etat d'humidité, Imax, Da sur nitisols

On n'observe pas d'effet de la densité sur andosol (Figure 26) mais un effet des conditions initiales d'humidité comme nous l'avons montré précédemment ($R^2 = 0,9$). Sur nitisol, la régression montre qu'il semble y avoir un effet de la densité sur le CR.

5. Analyse des données d'infiltration

a) Etude de la relation de la conductivité hydraulique et de l'humidité

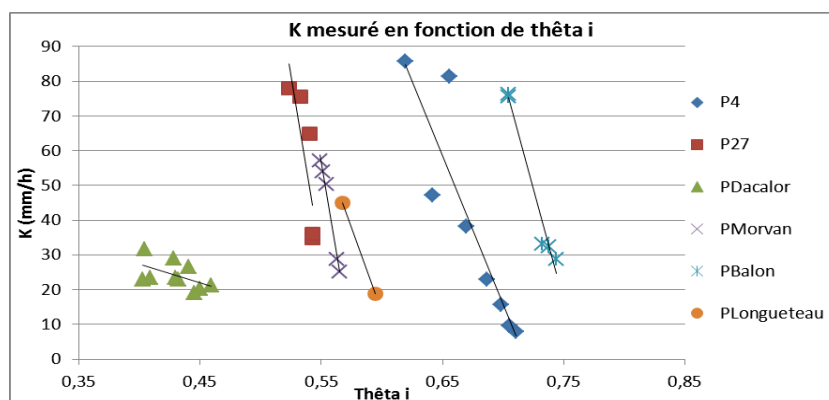


Figure 28: K mesuré en fonction de thêta i

Pour chacune des parcelles et pour chaque événement ruisselant, les estimateurs de K_s ou minorants de K_s ont été déterminés à partir des données mesurées de ruissellement (voir III.D.2.) et sont représentées sur la figure 28. On remarque que chaque parcelle possède une gamme d'humidité précise : des gammes inférieures à des teneurs en eau de 0,60 pour PDac, PMor et PLon ; et des gammes supérieures à 0,61 pour P4, P27 et PBalon. Les données de la parcelle 13 n'ont pas pu être traitées dû à une défaillance de matériel. Pour toutes les parcelles, on observe une tendance plus ou moins marquée de la diminution des valeurs minorant le K_s avec l'humidité. Plus on se rapproche des conditions de saturation (θ_s) et plus la capacité d'infiltration diminue.

b) Comparaison des mesures d'infiltration à partir des données de ruissellement et des données au double anneau

Le tableau 5 synthétise les données de Ks mesurés au double anneau et celles déterminées par la méthode de la partie III.D.2. On retient comme valeur de Ks ou minorant de Ks pour chacune des parcelles, les valeurs correspondant aux humidités initiales les plus élevées donc plus susceptible d'être le plus proche de Ks.

Tableau 5: Comparaison Ks au double anneau et estimateurs de Ks

Parcelle	Ks (double anneau)	Ks estimé
4	8,57	8
27	123,33	34,92
Dacalor	546,6	21,24
Morvan	30,56	25,2
Balon	18,2	28,8
Longueueu	6,8	18,74

Les infiltrations mesurées au double anneau pour les parcelles PDac, PMor et PLon ont été mesurées sans saturation préalable du site de mesure. Leurs valeurs sont donc probablement surestimées par rapport au Ks.

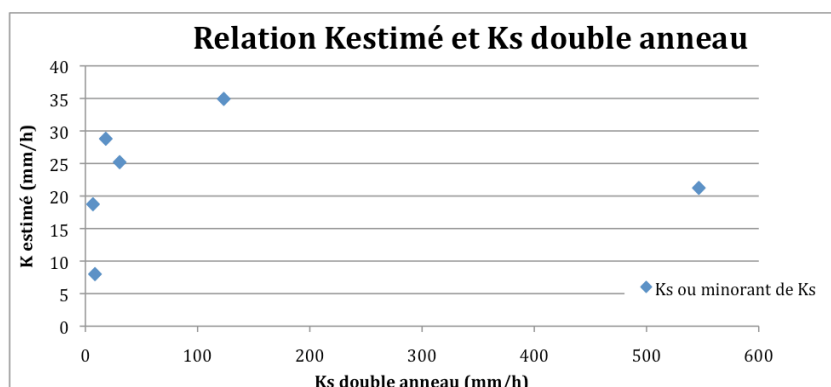


Figure 29: Relation Kestimé et Ks double anneau

Les valeurs de Ks mesurés au double anneau varient entre 6,8 et 546,6 mm/h ; celles estimées varient entre 8 et 34,92 mm/h ; soit une plus grande variabilité pour les mesures au double anneau. On remarque que les valeurs du Kestimé et Ks au double anneau sont rangées dans le même ordre (Figure 29) sauf pour la parcelle PDac.

Globalement, les valeurs au double anneau sont supérieures aux valeurs de Ks ou minorant de Ks. Le choix de la méthode est à l'origine de la différence des mesures observées. En effet, la méthode du double anneau mesure le Ks sur une surface égale à l'aire de l'anneau central du double anneau avec une charge imposée sur la surface du sol qui est la même en tout point. La méthode d'estimation du Ks elle estime des infiltrations sur une surface de 1m². Contrairement à la méthode du double anneau, la placette se trouve sous pluie naturelle donc à charge variable et lorsqu'on observe du ruissellement le sol n'est pas obligatoirement saturé (très souvent il n'atteint pas le θ_s).

De plus, Il existe une variabilité des capacités d'infiltration à l'échelle d'une même placette.

6. Conclusion et discussion

Nous avons étudié le ruissellement en mesurant différents paramètres comme la densité, les conditions initiales d'humidité et les conditions pluviométriques. Nous avons déterminé à partir des mesures de ruissellement des estimateurs du Ks ou minorants de Ks, qui est un paramètre important car, contrôlant l'infiltration lorsque le sol est saturé donc, contrôlant le ruissellement. En réalité, dans la majorité des événements ruisselants étudiés, le θ_s n'est pas atteint, les valeurs calculées sont donc des infiltrations qui bornent le Ks.

L'observation d'une variabilité des CR entre les parcelles nous a amené à nous intéresser à d'autres paramètres que le Ks (paramètre fixe) qui reste un paramètre difficile à estimer ; comme la densité du sol, les conditions initiales d'humidité du sol, les conditions pluviométriques. Sur andosols, l'état d'humidité du sol a un effet sur le ruissellement ; en effet, ces derniers sont soumis à une pluviométrie plus intense que les nitisols (IV.A.3) car situés à plus haute altitude. Ils se trouvent donc souvent dans des conditions d'humidité proches de la saturation. Plus le sol est humide initialement et plus le ruissellement est important. L'intensité pluviométrique n'a pas d'effet sur les andosols car ce sont des sols très poreux et infiltrants. Sur nitisols, la variabilité du ruissellement est elle expliquée par l'intensité pluviométrique. Plus les pluies sont intenses et plus le ruissellement va être important. La densité semble également avoir un effet sur le ruissellement, les nitisols étant des sols plus denses que les andosols. L'humidité n'a pas d'effet sur le ruissellement en nitisol car ce sont des sols qui ne se trouvent pas souvent proches de la saturation, subissant des périodes de dessiccation régulières.

Il reste important de retenir le paramètre Ks dans les conditions d'apparition du ruissellement mais également la capacité d'infiltration du sol au moment de l'événement pluvieux. En effet, on peut observer des CR variables pour des mêmes conditions d'humidité initiale et d'intensité pluviométrique ; ceci peut être expliqué par l'évolution de la microtopographie due à l'impact de la pluie, par un effet de restructuration et de réarrangement du sol qui justifieraient des capacités d'infiltration différentes du sol.

C. Modélisation des phénomènes de ruissellement

Dans cette partie nous allons modéliser le ruissellement en testant 2 modèles différents : un modèle grossier et robuste, le modèle du SCS qui simule le ruissellement à l'échelle globale de l'événement pluvieux ; et le modèle Mhydas qui travaille à plus petite échelle, c'est-à-dire au pas de temps de l'événement pluvieux.

1. Modèle du SCS

Pour chaque événement ruisselant le CN a été calculé. Nous avons vu précédemment que les amplitudes de variation d'humidité étaient faibles (amplitude de variation de teneur en eau maximale de 0,13), nous considérons qu'avec le modèle SCS que les sols se trouvent dans une même gamme d'humidité (le modèle différencie trois types de conditions d'humidité (sèche, intermédiaire et humide). Sachant que les valeurs

de CN sont comprises entre 30 et 100, les sols des parcelles de l'étude présentent des valeurs de CN relativement élevées, en effet les médianes sont comprises entre 88 et 97,5 (Figure 30 et Annexe 4). Ce sont donc des sols très ruisselants. Les parcelles P27 et PBal présentent la plus grande variabilité de valeurs. Les parcelles P4 et PDac présentent les valeurs de CN les plus élevées, or nous avons observé qu'elles étaient les plus sensibles au ruissellement (Figure 22). La parcelle 27 présente quant à elle les valeurs de CN les moins élevées malgré que sa médiane soit plus élevée que celle de PMor et nous avons pu observer qu'elle était la moins sensible au ruissellement (Figure 22). En ce qui concerne les parcelles PMor et PBal, on remarque qu'elles ont des valeurs intermédiaires de CN à celles des autres. A partir de ces observations, on peut conclure que le modèle du SCS reproduit les mêmes tendances que celles observées.

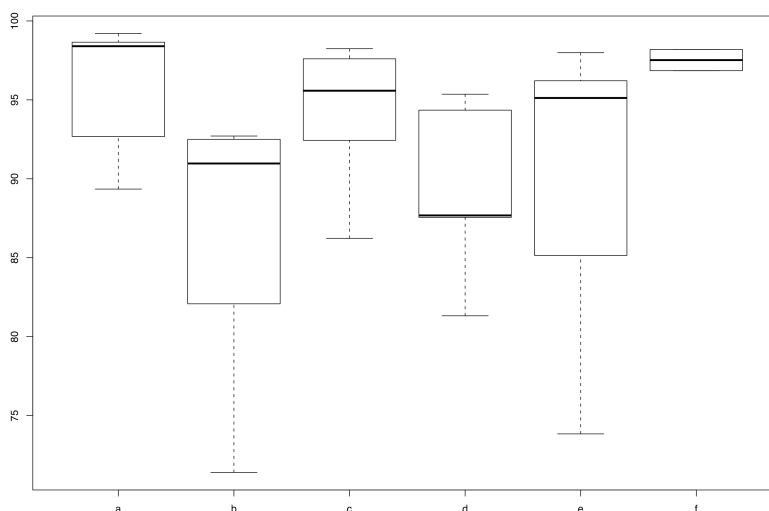


Figure 30: Boîte à moustaches sur la variable CN

Remarque: a = P4 ; b = P27 ; c = PDac ; d = PMor ; e = PBal ; f = PLon et CN en ordonnée.

Nous pouvons nous demander si le modèle SCS est vraiment apte à représenter le ruissellement à l'échelle du m^2 de la placette. Pour cela, nous estimons que la médiane correspond au CN de chacune des parcelles et nous calculons à partir de la valeur retenue la lame ruisselée. La comparaison des lames ruisselées observées et des lames ruisselées calculées en prenant la valeur du CN égale à la médiane se trouve en annexe 4. On observe des variations de 1 à 38% entre les valeurs observées et calculées, avec une fréquence d'apparition de 10 à 40% pour les variations supérieures à 13%, ce qui n'est pas négligeable. Le modèle du SCS ne semble pas apte à représenter le ruissellement de la placette de $1m^2$. De plus, on remarque que le modèle ne fait pas de distinction par rapport au type de sol puisqu'on n'arrive pas à spécifier un CN pour un type de sol. Nous allons donc nous intéresser un autre modèle hydrologique moins global qui s'intéresse à ce qui se passe au sein même d'un événement.

2. Mhydas

a) Analyse de sensibilité du modèle et choix des paramètres pour le calage du modèle

Certains paramètres de notre modèle ne sont pas à caler puisqu'ils ont été mesurés ou bien sont directement attachés aux mesures sur la placette. Ils concernent les paramètres suivants : θ_s , θ_i , Aire et dt. La valeur du Ks est une mesure indirecte car c'est un calcul à partir des données de ruissellement.

L'analyse de sensibilité a pour objectif de faire varier les paramètres du modèle (un à la fois, les autres étant fixés) et d'observer l'effet de cette variation sur le résultat (lame ruisselée) (Tableau 6). Elle permet donc de déterminer les paramètres du modèle les plus sensibles, ce qui va être déterminant pour le choix des paramètres de calage du modèle. Nous allons tout de même effectuer cette analyse de sensibilité sur les paramètres θ_s , θ_i même si ce sont des paramètres mesurés.

L'analyse de sensibilité est réalisée sur l'événement 16 de la parcelle 27 et porte sur les paramètres Ks, Hc, θ_s , θ_r , θ_i , β . Cet événement est choisi car sa lame précipitée (7,6 mm) et son intensité moyenne (32 mm/h) correspondent à la moyenne des lames ruisselées et des intensités moyennes des ... événements. Le critère qui va nous permettre de déterminer si le modèle est sensible à tel ou tel paramètre est la lame ruisselée. Par défaut, Hc = 0,3 et θ_r = 0,04. β est pris à la valeur recommandée par Morel-Seytoux, c'est-à-dire 1,3.

Pour les valeurs de Ks, Hc, θ_s , θ_r , θ_i , β ci-dessous (Tableau 6), Mhydas donne une lame ruisselée de 9,08 mm. Chaque paramètre est augmenté ou diminué de 10% par rapport à sa valeur initiale. Par exemple, lorsqu'on augmente la valeur du Ks de 10%, la lame ruisselée diminue (7,48 mm) et lorsqu'on la diminue de 10%, la lame ruisselée est égale à 12,57 mm ; soit une variation de - 18% à +38% de lame ruisselée. En ce qui concerne les paramètres Hc, θ_r , et β ; on observe que leur variation entraîne peu de variation de la lame ruisselée. En effet, si on prend l'exemple de θ_r , pour des valeurs extrêmes de teneur en eau résiduelle (0,0004 et 0,5), la lame ruisselée ne varie que très peu (respectivement 9,1 et 8,7 mm), soit respectivement de + 0,2% et - 4,2%.

Tableau 6: Analyse de sensibilité des paramètres du modèle

L_Pluie (mm)	L_Inf (mm)	Ks (m/s)	Hc	θ_s	θ_r	θ_i	β	L_Ruiss (mm)
41	33.4	0.00001761	0.3	0.63	0.04	0.62267349	1.3	7.6
								L_Ruiss Mhydas
								9.08
Analyse sensibilité de	Paramètres	Ks	Hc	θ_s	θ_r	θ_i	β	L_Ruiss
Ks	Ks + 10%, Hc, θ_s , θ_r , θ_i , β	0.000019371						7.48
	Ks - 10%, Hc, θ_s , θ_r , θ_i , β	0.000015849						12.57
Hc	Ks, Hc + 10%, θ_s , θ_r , θ_i , β		0.33					9.07
	Ks, Hc - 10%, θ_s , θ_r , θ_i , β		0.27					9.10
	Ks, Hc + 233%, θ_s , θ_r , θ_i , β		1					8.79
θ_s	Ks, Hc, θ_s + 10%, θ_r , θ_i , β			0.69				2.94
	Ks, Hc, θ_s - 10%, θ_r , θ_i , β			0.57				2.44
	Ks, Hc, θ_s + 3.17%, θ_r , θ_i , β			0.65				7.71
θ_r	Ks, Hc, θ_s , θ_r + 10%, θ_i , β				0.044			9.09
	Ks, Hc, θ_s , θ_r - 10%, θ_i , β				0.036			9.09
	Ks, Hc, θ_s , θ_r + 1150%, θ_i , β				0.5			8.70
	Ks, Hc, θ_s , θ_r - 99.9%, θ_i , β				0.00004			9.10
θ_i	Ks, Hc, θ_s , θ_r , θ_i + 10%, β					0.6745394		2.53
	Ks, Hc, θ_s , θ_r , θ_i - 10%, β					0.55189587		2.66
	Ks, Hc, θ_s , θ_r , θ_i - 1.63%, β					0.60321764		7.67
β	Ks, Hc, θ_s , θ_r , θ_i , β + 10%						1.43	10.00
	Ks, Hc, θ_s , θ_r , θ_i , β - 10%						1.17	8.06
	Ks, Hc, θ_s , θ_r , θ_i , β - 22%						1.11	7.55

Les paramètres Ks, θ_s , θ_i sont donc les paramètres les plus sensibles. Une faible variation de leurs valeurs entraîne une variation conséquente sur le résultat donné par Mhydas. On décide de choisir Ks comme paramètre de calage car les deux autres sont des paramètres mesurés (mesure directe). De plus, Ks est un paramètre important intervenant dans le conditionnement du ruissellement.

b) Calage du modèle et comparaison entre événement observé et simulé

(1) Calage sur le critère de la lame de pluie

Pour chaque événement, on rentre les paramètres Hc, θ_s , θ_r , θ_i , β et on fait varier la valeur du Ks de manière à ce que la lame ruisselée calculée soit égale à la lame ruisselée observée. L'exemple de l'événement 4 de la parcelle 27 (Chapitre IV.B.1.2) a été repris pour illustrer un événement simulé. La figure 32 montre l'infiltration calculée par Mhydas.

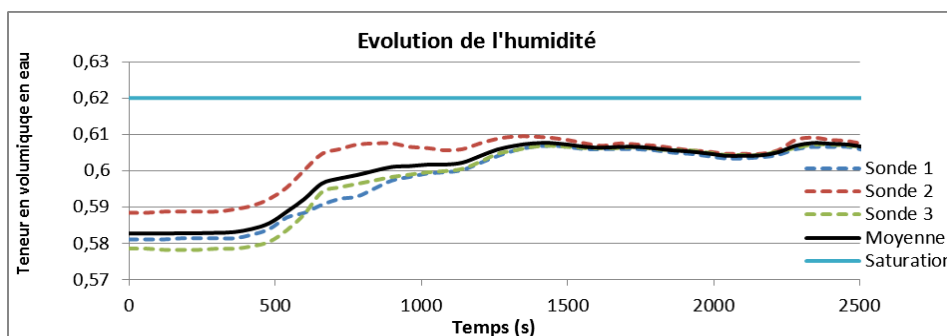


Figure 31: Evolution de l'humidité de l'événement 4 (Parcelle 27)

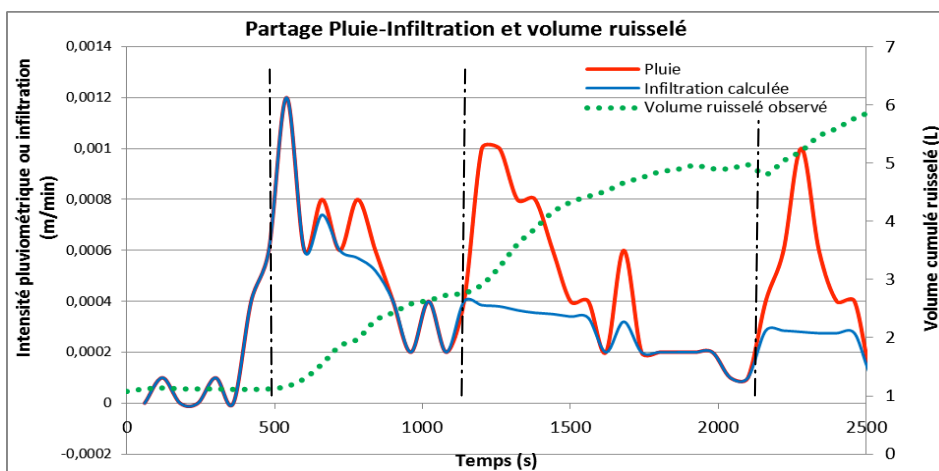


Figure 32: Evénement ruisselé simulé par Mhydas et volume ruisselé observé

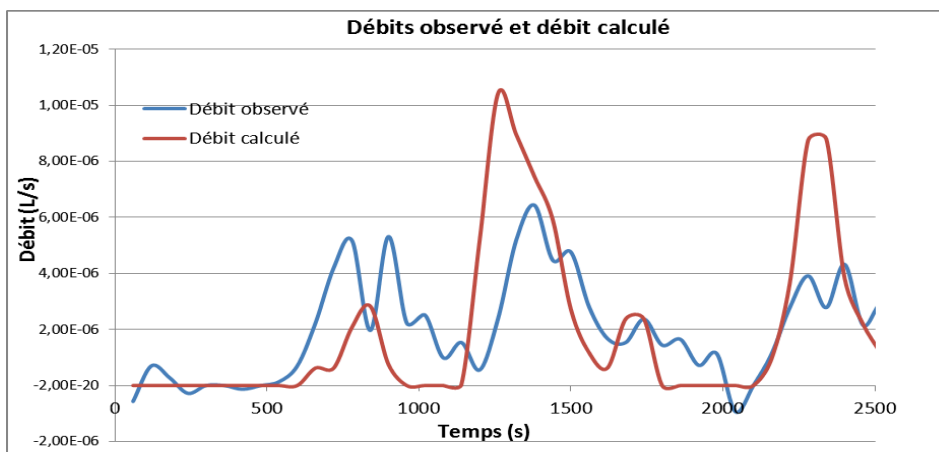


Figure 33: Débits observé et calculé de l'événement 4 (Parcelle 27)

On observe 3 phases de ruissellement (courbe verte pointillée) ; entre 500 et 1140 secondes, 1140 et 2160 secondes et après 2160 secondes (Figure 32). Le ruissellement observé commence à 8,3 min (500 s) alors que le début du ruissellement calculé par Mhydas débute à 11 min (660 s). Concernant la 2^{ème} et 3^{ème} phase, le début de la phase de ruissellement coïncide bien avec le ruissellement calculé par Mhydas. Mhydas donne un Ks calculé égal à 10,76 mm/h.

Le modèle Mhydas calcule le débit à l'exutoire de la placette (Figure 33). Le calage a été effectué sur le critère de la lame de pluie, c'est-à-dire qu'il y a la même aire sous les deux courbes de débit. On observe les mêmes tendances de variation du débit calculé et du débit observé, soit globalement 3 pics de ruissellement. Le 1^{er} pic est sous-estimé par Mhydas, il débute 1,6 minute après celui observé, ce qui a déjà pu être observé précédemment. Ainsi, les pics suivants surestiment le débit pour compenser la perte du 1^{er} pic. On observe l'augmentation très rapide du débit calculé (2^{ème} et 3^{ème} pic), en effet la pente de la phase ascendante du pic est très élevée alors que les courbes des débits observés présentent des pentes plus douces dans leurs premières parties. Cette différence peut être expliquée par le temps que met l'eau à rejoindre le canal puis le tuyau et le bidon. La surestimation du débit par Mhydas peut être expliquée par le fait que le modèle ne prend pas en compte la désaturation du sol. Mhydas estime que lorsque le premier horizon est saturé, le front d'humidité descend vers les horizons plus profonds et le premier horizon reste saturé alors qu'en réalité il peut se désaturer. La figure 31 nous montre qu'à partir de 1440 secondes, l'humidité baisse légèrement avant de réaugmenter à partir du 3^{ème} pluviométrique. Cette désaturation permet à la pluie précipitée de s'infiltrer alors que s'il n'y avait pas eu désaturation, la lame de pluie ruisselée à cet instant aurait été plus importante. Par conséquent, Mhydas qui ne prend pas en compte la désaturation présente un débit surestimé (ce qu'on observe sur le 3^{ème} pic calculé).

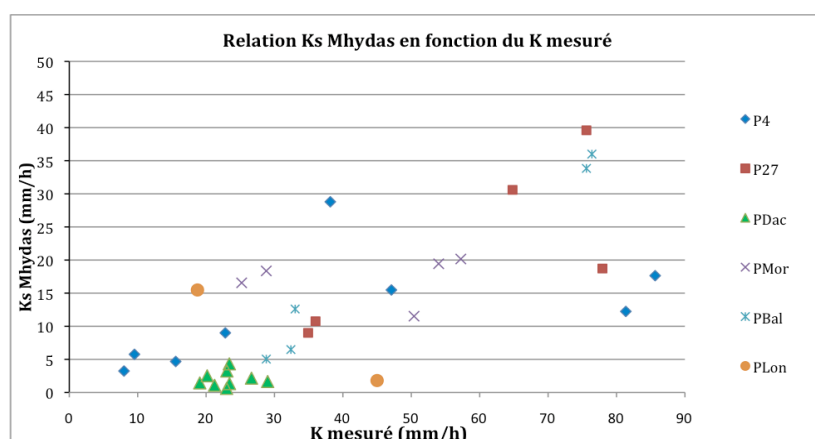


Figure 34: Relation entre le Ks Mhydas et le K mesuré

Les Ks calculés par Mhydas ont été obtenus de manière à ce que la donnée de sortie, c'est-à-dire la lame ruisselée calculée soit égale à la lame ruisselée observée. En théorie, le Ks est une valeur constante et à partir de celui-ci on devrait obtenir la lame ruisselée observée mais on remarque que pour les parcelles 4, 27 et Balon (Figure 34 et Annexe 2); il existe une variation du Ks calculé avec le modèle de Morel-Seytoux lors de la simulation (les valeurs calculées ne restent pas constantes). Cependant, en ce qui concerne les parcelles Dacalor et Morvan, le Ks calculé par Mhydas est moins variable pour chaque événement simulé, entre 16 et 20 mm/h pour la parcelle Dacalor et de quelques mm/h (Morel) pour la parcelle Morvan. On observe les mêmes tendances avec le modèle de Philip, les valeurs calculées restent cependant inférieures à celles de Morel-Seytoux (Annexe 2).

Tableau 7: Comparaison Ks au double anneau, K estimé et Ks calculé

Parcelle	Ks (double anneau)	Ks mesuré	Ks calculé
4	8,57	8	3,24
27	123,33	34,92	9
Dacalor	546,6	21,24	1,08
Morvan	30,56	25,2	16,56
Balon	18,2	28,8	5,04
Longueueau	6,8	18,74	16,58

On observe que les valeurs de 'Ks calculé' par Mhydas sont toutes inférieures aux valeurs de 'Ks mesuré au double anneau' et de 'K estimé' (à l'exception de la parcelle PLon) (Tableau 7). Mhydas considère que le Ks est homogène sur toute la placette et que le ruissellement de ce fait le soit également. Il semble cohérent que les valeurs calculées par Mhydas soient inférieures à celles estimées ; d'une part, car les valeurs estimées sont déterminées dans des conditions non saturées d'après les courbes d'humidité (sauf pour la parcelle 4) et d'autre part, car Mhydas fait ruisseler toute la placette de manière homogène alors qu'en réalité le ruissellement se fait de manière hétérogène (sur une partie seulement de la placette par exemple ou ruisselle plus sur un coin qu'un autre).

(2) Calage sur les débits

Dans cette partie, le calage va être effectué sur les débits, c'est-à-dire qu'on ne va pas prendre en compte le critère global de la lame ruisselée mais la forme de l'hydrogramme. L'objectif est de déterminer le Ks qui donnera un hydrogramme proche de celui observé. Deux raisonnements sont possibles : un calage sur le début de la crue ou un calage sur la fin de la crue. Les paramètres θ_s , θ_r , θ_i et β sont fixés ; Hc est pris égal à 0,2 (Jouves, 1984). Nous avons vu dans l'analyse de sensibilité que Hc n'était pas un paramètre sensible pour le calcul de la lame ruisselée. Par contre, il l'est pour la forme de l'hydrogramme. Par manque de temps, le calage n'a été effectué que sur un événement à titre d'exemple.

(a) Début de crue

On raisonne sur le fait que le modèle ne prend pas en compte la désaturation du sol. Le calage doit donc se faire sur le premier pic de débit (Figure 35). On obtient un Ks calculé de 8,82 mm/h.

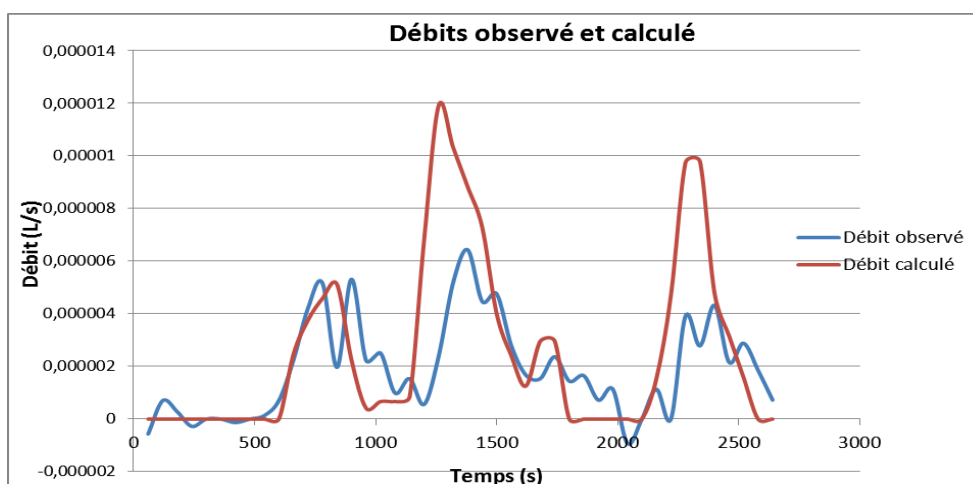


Figure 35: Calage du débit en début de crue

(b) *Fin de crue*

On raisonne ici sur le fait qu'à la fin de la crue l'infiltration du sol est plus proche du K_s qu'en début de crue. Le calage se fait donc sur le dernier pic de débit (Figure 36). On obtient un K_s calculé supérieur à celui déterminé pour le calage de début de crue, égal à 27 mm/h. Ce qui est logique car l'objectif ici était de diminuer le débit du 3^{ème} pic (Figure 35) donc augmenter le K_s .

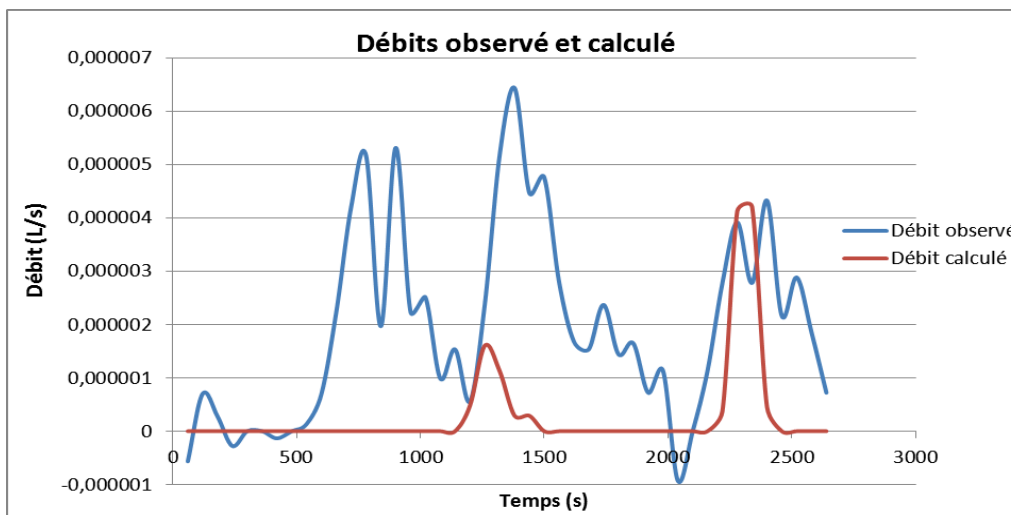


Figure 36: Calage du débit en fin de crue

Nous pouvons retenir la méthode du calage sur début de crue car celle-ci donne une valeur de K_s proche de la méthode du calage sur lame ruisselée, en effet soit respectivement 8,82 et 10,76 mm/h.

3. Conclusion et discussion

Le modèle SCS représente plutôt bien de manière globale le ruissellement observé sur les placettes mais il reste cependant difficile de définir un CN pour chacune des placettes. En effet, en prenant la médiane comme valeur de CN pour chacune des parcelles, on observe que les lames ruisselées calculées peuvent présenter jusqu'à une différence de 40% comparées à celles observées. De plus, c'est un modèle qui ne prend pas en compte les intensités pluviométriques lors que nous avons montré l'importance de leurs effets. Le modèle prend $I_a = 0.2S$, c'est-à-dire qu'il considère que le volume d'eau dans le sol avant ruissellement est égal à 20% de son stock maximal, ce qui pourrait être discuté et réajusté dans le cas de sols volcaniques qui sont des sols à teneur en eau élevées.

Le modèle Mhydas utilise de nombreux paramètres d'entrée pour déterminer le ruissellement en sortie. Nous avons vu que les paramètres K_s , θ_s , θ_i sont très sensibles sur le calcul de la lame ruisselée, il est donc nécessaire de déterminer ces paramètres avec précaution. La conductivité hydraulique à saturation K_s est un paramètre important contrôlant le ruissellement, c'est donc ce paramètre que nous décidons de caler afin d'obtenir les observations du terrain.

Nous avons adopté 2 types de raisonnements pour déterminer le Ks: un calage sur un critère global qu'est la lame de pluie et un calage qualitatif sur la forme de l'hydrogramme. Le calage sur la lame ruisselée et le début de la crue donne des Ks proches (respectivement 10,76 et 8,82 mm/h) alors que le calage de fin de crue donne un Ks 2,5 à 3 fois plus élevé. Le choix de faire le calage sur le début de crue peut donc sembler le plus pertinent car de plus Mhydas ne prend pas en compte la désaturation du sol. Après simulation et calage sur le critère de la lame ruisselée, le modèle Mhydas nous donne des Ks particulièrement faibles (Annexe 2) pour des sols volcaniques supposés être très infiltrants. En effet, J-B Charlier (2007) a montré après simulation du ruissellement avec la fonction stemflow que le Ks en parcelle de bananiers pouvait atteindre 75 mm/h. Ces faibles valeurs que nous donne le modèle peuvent être expliquées par le fait que les sols étudiés sont très ruisselants (CR et CN élevés). En effet, nous pouvons observer des coefficients de ruissellement atteignant 78% alors qu'en parcelle, les valeurs atteignent au maximum 36% (Charlier, 2007). Ces résultats nous mènent à nous questionner sur la généralisation du ruissellement de la placette de 1 m² à la parcelle et de la parcelle au bassin versant. Les Ks calculés par Mhydas dans le cas du calage sur le critère de la lame de pluie ne restent pas constants pour chaque parcelle, ceci peut être expliqué par l'impact de la pluie sur le sol qui peut entraîner une modification du modelé de surface et donc des caractéristiques d'infiltration. Il aurait été intéressant de déterminer les Ks dans le cas du calage du début et de la fin de crue pour tous les événements et de regarder la variabilité des Ks calculés.

V. CONCLUSION GENERALE ET DISCUSSION

L'objectif de ce mémoire était de déterminer les conditions d'apparition du ruissellement sur deux types de sol différents et de trouver un modèle adapté à ce processus dans le contexte climatique, géographique et pédologique dans lequel on se trouvait. Nous avons mis en évidence les différents paramètres mesurés sur le terrain et leurs effets ou non sur le ruissellement. Nous avons montré qu'il existait un effet humidité sur les andosols, le ruissellement sur ces types de sol dépend des conditions initiales d'humidité. Plus celle-ci est proche de la saturation, plus le ruissellement va être important. Le ruissellement sur nitisols, sols subissant des périodes de dessiccation régulières, ne dépend pas de l'humidité initiale mais de l'intensité pluviométrique et de la densité. Les cases de ruissellement n'ont été posées que sur des sols nus donc plus sujets au ruissellement comparé à des sols à couverture. Une étude sur des sols avec différents couverts végétaux pourrait être intéressante pour compléter l'analyse du ruissellement. En ce qui concerne la modélisation du processus, le modèle Mhydas semble être plus adapté au ruissellement de la zone d'étude que le modèle SCS, du fait qu'il prenne en compte l'humidité initiale et la variabilité de l'intensité pluviométrique. Cependant, il ne prend pas en compte la désaturation du sol et donc surestime des débits instantanés. Le ruissellement est un phénomène complexe qui reste difficile à mettre en évidence expérimentalement (échelle d'étude, choix des méthodes de mesures et leurs pertinences, ...) et de modéliser ; expliqué par le fait que le sol soit un réseau de nombreux processus hydrologiques (infiltration, ruissellement, réinfiltration,

exfiltration). A l'issue de cette étude, nous avons montré que les andosols et nitisols étaient des sols très ruisselants dans des conditions de sol nu et à l'échelle du mètre carré, alors que ces sols sont supposés être très infiltrants. Il reste donc difficile de généraliser le ruissellement à l'échelle du mètre carré de la placette au bassin versant, mais une comparaison du ruissellement à la placette et des débits de crue des bassins versants de Fédé pourrait faire l'objet d'une étude.

VI. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOLI BABOULE, Z., ROSSE, E., BEP A ZIEM, B., 1999. Effets de labour et de la couverture du sol sur le ruissellement et les pertes en terre sur un sol ferrugineux sableux en zone saoudienne du Nord-Cameroun.
- BUSSIERE, F., 1995. *Rainfall interception by plant canopies, consequences for water partitioning in intercropping systems*. Sinoquet, H., Cruz, P. (Eds.) *Ecophysiology of Tropical Intercropping*. INRA, Paris, pp. 163-174.
- BROOKS, R., COREY, A., 1964. *Hydraulic properties of porous media*. Hydrology Paper n°3, Civil Engineering Dep., Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado, 27 p.
- CABIDOCHÉ, Y.-M., 1996. *Les composantes de la fertilité des sols dans les Caraïbes : fragilité, restauration, conservation*. In : Le développement rural en Ha, Actes de la Semaine du Développement Rural à l'Institut Français d'Ha, 20-24 novembre 1995, Port-au-Prince vol. 200. Conjonction, Institut Français d'Ha, Port-au-Prince, pp.122-129.
- CAPPUS, P., 1960. Bassin expérimental d'Alrance – Etude de lois de l'écoulement – Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche* No A, 493-520.
- CATTAN, P., CABIDOCHÉ, Y.M., LACAS, J.G., VOLTZ, M., 2006. *Effects of tillage and mulching on runoff under banana (Musa spp.) on a tropical andosol*. Soil and Tillage Research 86, 38-51.
- CATTAN, P., BUSSIERE, F., NOUVELLON, A., 2007a. *Evidence of large rainfall partitioning patterns by banana and impact on surface runoff generation*. Hydrological Processes 21, 2196-2205.
- CHARLIER, J-B., Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical, Thèse présentée pour l'obtention du grade de docteur, spécialité Structure et évolution de la Terre et des autres planètes, Université de Montpellier II, France, 2007.
- DARCY, H., 1856. *Les fontaines de ville de Dijon*. Dalmont, Paris.
- DESCROIX, L., VIRAMONTES, D., VAUCLIN, M., GONZALEZ BARRIOS, J. L., ESTEVES, M., 2000. Influence of soil surface features and vegetation on runoff and erosion in the

Western Sierra Madre (Durando, Northwest Mexico). *Catena*, Volume 43, Issue 2: 115-135.

DISKIN, M., NAZIMOV, N., 1995. Linear reservoir with feedback regulated inlet as a model for the infiltration process. *Journal of Hydrology* 172: 313-330.

DOREL, M., 1993. *Travail du sol en bananeraies : cas des andosols*. *Fruits*, 48(2) : 77-87.

DOREL, M., 2000. Effet des pratiques culturales sur les propriétés physiques des sols volcaniques de Guadeloupe et influence de l'enracinement du bananier. Thèse de Docteur en Sciences Agronomiques et Ingénierie Biologique, Université de Louvain, Belgique, 129 pp.

DOREL, M., Roger-Estrade J., Manichon H. and Delvaux B., 2000, *Porosity and soil water properties of Caribbean volcanic ash soil*. *Soil Use Management*, 16, 133-140

DUUNE, T., BLACK, R.D., 1970. *An experimental investigation of runoff production in permeable soils*. *Water Resour. Res.* 6(2),478-490.

DUUNE, T., ZHANG, W., AUBRY, B.F., 1991. Effects of Rainfall, Vegetation and Microtopography on Infiltration and Runoff. *Water Resources Research*, 27(9): 2271-2285.

GAUMAND, C., GRAVAUD, A., VERDELON, X., VERNEREY, M. Rapport d'enquête: *Evaluation des actions menées en rapport avec la présence de chloredécone et autres pesticides organochlorés en Guadeloupe et en Martinique*. Inspection générale des affaires sociales, Comité permanent de coordination des inspections du ministère de l'agriculture, inspection générale de l'environnement, inspection générale des finances, 2005.

GREEN, W., AMPT, G., 1911. Studies on soil physics part I: The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science* 4: 1-24.

HERWITZ, S.R., 1986. Infiltration-excess caused by Stemflow in a cyclone-prone tropical rainforest. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11(4): 401-412.

HORTON R.E., 1990., 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. Amer. Geophys. Union* 14, 446-460

RICHARDS, A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1: 318-333.

ROOSE, E., 1996. Méthodes de mesure des états de surface du sol, de la rugosité et des autres caractéristiques qui peuvent aider au diagnostic de terrain des risques de ruissellement et d'érosion, en particulier sur les versants cultivés des montagnes.

ROOSE, KHAMSOUK, DOREL, LASSOUDIERE, 1999. Origine du ruissellement et de l'érosion sur sols bruns à halloysite de Martinique : premières observations sous bananiers, l'Homme et l'Erosion : Colloque International. L'influence de l'homme sur l'érosion : 1. A l'échelle du versant, *Bulletin - Réseau Erosion*, Yaoundé, pp. 139-147.

MOORE I.D., FOSTER G.R., 1990. Hydraulics and overland Flow. In "*Process Studies in Hillslope Hydrology*", M.G. Anderson et T.P. Burt [Ed.], Wiley, Chichester (UK), 215-254.

MOREL-SEYTOUX, H., KHANJI, J., 1974. Derivation of an equation of infiltration. *Water Resources Research* 10(4):795-800.

MOREL-SEYTOUX, H., 1978. Derivation of equations for variable rainfall infiltration. *Water Resources Research* 14(4): 561-568.

MOUSSA, R. et Bocquilon, C., 1996. Algorithms for solving the diffusive wave flood routing equation. *Hydrological Processes*, 10(1): 105-123.

PICOT, A., RABACHE, M. *Fiche foxico écotoxico chimique* (Vol.3). Association toxicologie CNAM, 2005.

PHILIP, J., 1957. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Science*, 83(5): 345-358.

PHILIP, J., 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equation. *Soil Science* 84(3): 257-264.

SMITH, R., CORRADINI, C., MELONE, F., 1993. Modelling infiltration for multistorm runoff events. *Water Resources Research* 29(1): 133-144.

VAN GENUCHTEN, M., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44:892-898.

ZEHE, F., MILLER, W. P., 2005. Erodibility and runoff-infiltration characteristics of volcanic ash soils along an altitudinal climosequence in the Ecuadorian Andes. *Catena* 65 (2006) 201-213.

VII. ANNEXES